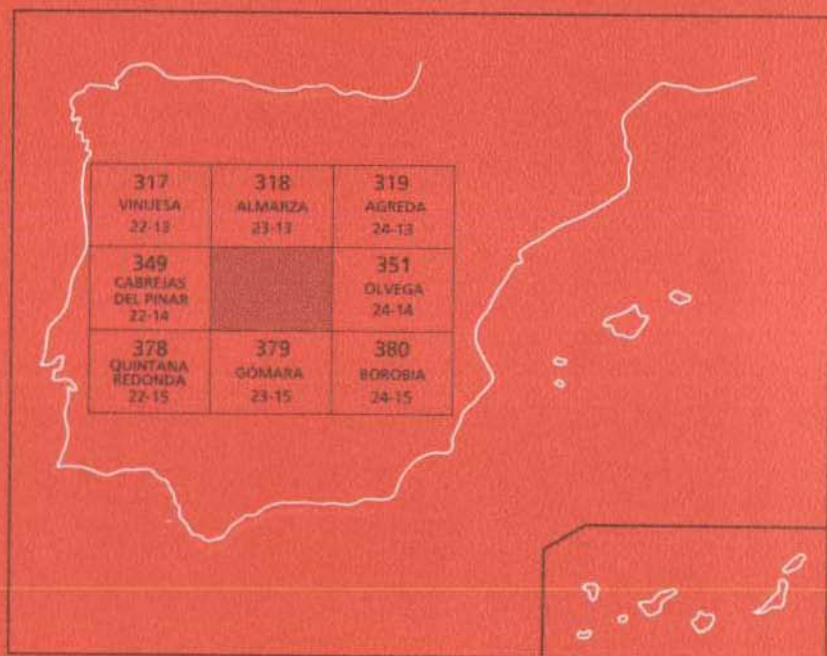




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:1:50.000

Segunda serie - Primera edición



SORIA

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un «Geological Survey of Spain», es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria Comercio y Turismo, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SORIA

Primera edición

MADRID, 1.991

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S.A.

Depósito Legal: M-38015-1991

NIFO: 232-91-001-4

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por ENADIMSA, como parte de la Unión Temporal de Empresas INTECSA-ENADIMSA con normas, dirección y supervisión del I.T.G.E. Han intervenido los siguientes autores:

- D. Navarro Vázquez (ENADIMSA)
Cartografía, Memoria (aspectos generales) y Tectónica
- L. Granados Granados (ENADIMSA)
Micropaleontología y petrología sedimentaria
- J. L. Muñoz del Real (ENADIMSA)
Cartografía y cortes estratigráficos
- J. J. Gómez Fernández (Univ. Computense Madrid), E. Ferreiro Padín (INTECSA) y I. Valladares (Univ. de Salamanca)
Estratigrafía y sedimentología del Jurásico
- A. Meléndez Hevia (Univ. de Zaragoza)
Estratigrafía y sedimentología de la Formación Weald y del Cretácico superior
- J. Rosell Sanuy, J. M. Costa Mercadal, D. Gómez Gras y E. Maestro Maideu (Univ. Autónoma de Bellatera)
Estratigrafía y sedimentología de las facies de la Formación Utrillas
- J. Carballeira y C. Pol (Univ. de Salamanca)
- Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno
- J. Armenteros (Univ. de Salamanca)
Estratigrafía y sedimentología del Neógeno
- E. Molina y J. Armenteros (Univ. de Salamanca)
Geomorfología
- A. M. Casas y J. L. Simón (Univ. de Zaragoza)
Tectónica y Análisis microestructural

Jefe proyecto Unión Temporal Empresas

- A. Lendínez González (INTECSA)

Dirección y supervisión

- V. Gabaldón López (I.T.G.E.)
- A. Martín Serrano (I.T.G.E.)

Información complementaria

Se pone en conocimiento del lector que en el centro de Documentación del Instituto Tecnológico GeoMinero de España (I.T.G.E) existe para su consulta una documentación complementaria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes paleontológicos, sedimentológicos, estructurales, etc.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas.
- Album fotográfico.
- Otras informaciones varias.

INDICE

	<i>Páginas</i>
INTRODUCCION	9
1. ESTRATIGRAFIA	11
1.1. Triásico	11
1.1.1. Arcillas rojas y yesos. Facies Keüper (1)	11
1.2. Jurásico	12
1.2.1. Formaciones Imón, Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas. Calizas y dolomías tableadas (4). Triásico superior-Pliensbachiense	12
1.2.1.1. Formación Dolomías tableadas de Imón y Formación Carniolas de Cortes de Tajuña. Triásico superior-Sinemuriense (2)	12
1.2.1.2. Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (3). Sinemuriense-Pliensbachiense	14
1.2.2. Formación Calizas biodásticas de Barahona y Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel (5). Pliensbachiense superior-Bajociense	17
1.2.3. Calizas y areniscas. Formaciones Chelva, Pozalmuro, Aldealpozo e Higuieruelas (6'). Bajociense-Kimmeridgiense	18
1.2.3.1. Formación Carbonatada de Chelva (6). Bajociense-Bathonienense	18
1.2.3.2. Formaciones Areniscas calcáreas de Pozalmuro, Calizas y areniscas cíclicas de Aldealpozo, y Calizas con oncolitos de Higuieruelas (7). Bathonienense-Kimmeridgiense	19
1.3. Cretácico	25
1.3.1. Cretácico inferior	25
1.3.1.1. Conglomerados, areniscas, lutitas y calizas. Facies Weald (8) (9) y (10). Kimmeridgiense-Berriasiense	25
1.3.1.2. Arenas, limos y arcillas. Formaciones Arenas de Utrillas (11). Albiense-Cenomaniense	27

1.3.2.	Cretácico superior	29
1.3.2.1.	Formaciones Arenas, arcillas y calizas de Santa María de las Hoyas y Calizas dolomíticas de Nuévalos (12). Cenomaniense superior	29
1.3.2.2.	Formaciones Calizas nodulosas de Monterde (Margas de Pico Frentes) (13). Turoniense inferior	30
1.3.2.3.	Formaciones Calizas bioclásticas de Muñecas y Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera (14). Turoniense superior-Santoniense inferior	31
1.3.2.4.	Formaciones Calizas de Hontoria del Pinar y Calizas de Burgo de Osma (15). Santoniense-Maastrichtiense ..	32
1.3.2.5.	Formaciones Dolomías, margas dolomíticas y calizas de Santo Domingo de Silos (16). Senoniense	33
1.3.2.6.	Formaciones Calizas con cantos negros de Sierra La Pica (17). Senoniense	33
1.4.	Terciario	34
1.4.1.	Paleógeno	34
1.4.1.1.	Conglomerados poligénicos, areniscas y arcillas (18). Conglomerados (19). Calizas y margas (20). Paleógeno ..	34
1.4.1.2.	Conglomerados, arenas, areniscas y fangos arenosos (21). Formación San Saturio. Paleógeno-Mioceno inferior	36
1.4.2.	Neógeno	37
1.4.2.1.	Conglomerados, arenas, limos y calizas lacustres. Formación Tartajo (22). Mioceno medio-superior	37
1.4.2.2.	Arcillas y limos rojizo-amarillentos con bloques de areniscas y cuarcitas. Formación Los Quemados (23). Mioceno medio-superior	38
1.4.2.3.	Conglomerados calcáreos. Formación La Sierrecita (24). Mioceno medio-superior	40
1.4.2.4.	Bloques de cuarcitas y areniscas. Formación Numancia (25). Plioceno	41
1.5.	Cuaternario	41
1.5.1.	Areniscas carbonatadas y calizas lacustres. Formación Almenar (26). Pleistoceno	41
1.5.2.	Terrazas fluviales. Gravas y arenas (27). Pleistoceno	43
1.5.3.	Derrubios y conos de deyección (28). Holoceno	43
1.5.4.	Gravas, arenas y arcillas. Aluvial (29). Holoceno	43
1.5.5.	Depósitos lacustres limo-arcillosos (30). Holoceno	44
2.	TECTÓNICA	44
2.1.	Estructura general de la Hoja	44
2.1.1.	Cabalgamiento de Valdecurreña-La Pica	45

2.1.2.	Falla de Soria	47
2.1.3.	Falla de la Fuente del Rey	47
2.1.4.	Sistema de fallas de Fuensauco	47
2.1.5.	Otros sistemas de fallas	48
2.1.6.	Estructura del Alto del Santo	48
2.1.7.	Estructura de las cuencas terciarias	48
2.2.	Análisis microestructural	50
2.3.	Edad de la deformación e interpretación tectónica	51
3.	GEOMORFOLOGÍA	52
3.1.	Relieves residuales (precuaternarios)	52
3.1.1.	Relieves residuales tipo Inselberg	52
3.1.2.	Plataformas prefluviales	53
3.1.2.1.	Superficies exhumadas. Estudio del paleokarst	53
3.1.2.2.	La Formación de bloques	54
3.2.	La morfogénesis cuaternaria	55
3.2.1.	El sistema de drenaje	55
3.2.2.	La Neotectónica	56
3.3.	Resumen general. Interpretación de la evolución del relieve	57
4.	HISTORIA GEOLÓGICA	57
5.	GEOLOGÍA ECONÓMICA	60
5.1.	Minería y canteras	60
5.2.	Hidrogeología	61
6.	BIBLIOGRAFÍA	66

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Soria (23-14) se encuentra aproximadamente en el centro de la provincia, quedando la capital incluida en ella. Su territorio se localiza entre las Sierras de Urbión y Cebollera al N y la del Moncayo al E, pertenece en casi su totalidad a la cuenca de drenaje del río Duero, el cual la atraviesa de N a S y da lugar a uno de los rasgos fisiográficos más característicos de la Península: El arco del Duero. Esta forma ha sido profusamente recogida en la literatura y no solamente geológica, Machado escribe: «Donde el Duero traza su curva de ballesta»; CLEMENTE SÁENZ (1.957) la describe como la «Hoz del Duero». No existe unanimidad de los autores para la explicación del fenómeno. Para HERNÁNDEZ PACHECO (1.927) es un proceso de captura de un original afluente de la vertiente mediterránea; para Clemente Sáenz (en SOLÉ SABARIS, 1.952) es un encajamiento de carácter epigénico, ya que, dada la importante diferencia de nivel de base a favor de los afluentes del Ebro, es más factible lo contrario, es decir, podría haber bastado y actualmente es suficiente un pequeño avance en las cabeceras de los afluentes del Jalón para trasvasar el alto Duero hacia el Ebro.

En la realización de la Hoja se ha constatado la existencia, por un lado, de una serie de cabalgamientos cuyas terminaciones occidentales poseen un trazado aproximadamente N-S y, por otro, de un importante sistema de diaclasas de dirección NNO-SSE. Son estas estructuras las que condicionan, sin duda, el encajamiento de la red, por lo que efectivamente parece más certero atribuir el trazado a este origen que a una captura.

Otra consideración respecto al relieve es que la mayor parte de él está por encima de los 1.000 m, alcanzándose la mayor altitud en el NE, en Sierra Mediana (1.429 m), donde se encuentra la divisoria entre las cuencas del Duero y Ebro. El resto está constituido por una serie de replanos entre los 1.000 y 1.179 m sobre los que destacan poderosamente los montes-isla cretácicos de Santa Ana, Picazo, Tiñoso y Sierra de La Pica.

Geológicamente pueden distinguirse dos grandes unidades morfoestructurales separadas por la falla de Soria. Al N las estribaciones meridionales de los Picos de Urbión, constituidas por potentes conjuntos siliciclásticos del Cretácico inferior (Facies Weald) y en menor proporción de carbonatos jurásicos y del Cretácico superior. Al S la cuenca de Almazán propiamente dicha, conjunto paleógeno plegado y peneplanizado que constituye una gran llanura, de la que únicamente emergen los dos abombamientos anticlinales de las sierras de Santa Ana y del Picazo. Entre ambas, y mereciendo una consideración especial, se encuentra la falla de Soria, la cual forma una banda de hasta a 500 m de anchura y describe un suave arco de dirección NO-SE. En realidad se trata de una zona de cizalla compleja y larga historia, cuya última actividad queda reflejada en los depósitos recientes del Neógeno, a los que en una banda de hasta 500 m de anchura los deforma y tritura hasta dejarlos convertidos en una masa caótica sin ordenación sedimentaria alguna.

Desde el punto de vista tectónico, además de la falla de Soria, destaca en la mitad septentrional el gran cabalgamiento que desde la zona más oriental superpone los materiales jurásicos sobre los cretácicos de la Sierra de La Pica, Omeñaca, Tozalmoro, Fuensaúco y Cerro Tiñoso. Al O de esta última localidad se desdobla en varias escamas, que en la zona de El Batán cambian de dirección por efecto de la gran falla de desgarre del arroyo de la Fuente del Rey y, finalmente, se amortiguan en las zonas de cizalla del Mirón y de Soria.

De los antecedentes biográficos hay que citar, que aparte de las excelentes descripciones del ilustre Ingeniero de Caminos y Geólogo soriano Clemente Sáenz en la década de los cincuenta, poco más se había avanzado en el conocimiento geológico de la Hoja en su conjunto. Ello posiblemente fuese debido a la ubicación entre áreas paleogeográficamente muy diferenciadas, cada una de las cuales se ha estudiado en profundidad, pero sin llegar a engazarlas entre sí. Al N las formaciones continentales del Jurásico superior-Cretácico inferior han sido descritas por diferentes autores, entre los que cabe destacar a TISCHER (1.966) y SALOMÓN (1.982). Igualmente la zona oriental, donde aparecen las estribaciones noroccidentales de la rama castellana de la Cordillera Ibérica, ha sido objeto de numerosos estudios, tanto el Paleozoico como la cobertera mesozoica, por numerosos autores, entre ellos: FLOQUET (1.978, 1.979); FLOQUET, ALONSO y MELÉNDEZ (1.982); FLOQUET y MELÉNDEZ (1.982); ALONSO, FLOQUET, MAS y MELENDEZ (1.987), etc. Por último, en el Sur de la cuenca de Almazán, se han realizado en los últimos años (1.985-89) diversos trabajos sobre las sucesiones paleógenas en la zona oriental de la cuenca, llevado a cabo por la Universidad de Salamanca (GUISADO *et al.*, 1.988; ARMENTEROS, 1.989; ARMENTEROS *et al.*, 1.989; DABRIO *et al.*, 1.989; CORROCHANO y ARMENTEROS, *in litt.*).

1. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja de Soria únicamente aparecen materiales sedimentarios y entre éstos, los correspondientes al período comprendido entre el Triásico y la actualidad.

El Triásico está representado por unos pequeños afloramientos de la Facies Keuper en la base de las escamas de la zona de Peña Redonda. El Jurásico, constituido por las formaciones características de la Cordillera Ibérica, aparece en una banda que corre aproximadamente O-E, formando la base del cabalgamiento que desde la zona de Valdecuerueña se prolonga hasta la Sierra de La Pica. El Cretácico inferior (Facies Weald), forma el gran sinclinorio de Calderuela en el ángulo nororiental, aparece bajo el cabalgamiento descrito anteriormente y en la terminación oriental del sinclinal de Picofrentes. El Cretácico superior en el Alto del Santo y en las Sierras del Picazo, Santa Ana, Tiñoso y Pica. Por último, los terciarios Paleógenos al S del gran accidente tectónico de la «falla de Soria» y los Neógenos al N. Los cuaternarios se presentan en los fondos de los valles y distribuidos irregularmente, los restos de terrazas y derrubios.

1.1. TRIÁSICO

Es el sistema más antiguo de la Hoja. Aunque escasamente representado, no hay duda de su existencia, dada la especificidad de las facies de su parte superior: el Keuper.

1.1.1. Arcillas rojas y yesos. Facies Keuper (1)

Se encuentra como una delgada lámina en la base de los cabalgamientos de Peña Redonda y también en el arroyo del Monte (aproximadamente 1 km al E del kilómetro 5 de la carretera Soria-Almajano), y en las proximidades de Tartajo en la misma situación tectónica, en la base de las escamas cuyo despegue favorece.

Litológicamente se trata de las características arcillas de abigarrados colores: rojas unas, rojizo-vidosas y verdosas otras. También es frecuente la presencia de cristales de yeso. Clemente Sáenz (1.957) cita la presencia de cristalillos rojos y opacos de cuarzo en el área de Peña Redonda y la masa de yesos del barranco de Valdelacelada (carretera de Almajano).

Poco más puede decirse dada la escasez de afloramientos, únicamente añadir que son los datos regionales los que permiten identificar su paleogeografía. Su depósito tuvo lugar en un ambiente muy cálido, en extensas llanuras litorales «sebkjas» próximas al mar, surcadas por pequeños canales que a veces incorporaban materiales de sus márgenes todavía no consolidadas (cantos blandos).

Cronológicamente, dada su posición por encima de las facies datadas como Carniense del Muschelkalk, se le atribuye regionalmente una edad Noriense, alcanzando probablemente también el Rethiense.

1.2. JURÁSICO

Los materiales del Jurásico se han estudiado en tres sectores diferentes. En el área de Omeñaca, situada en la parte Este de la Hoja, se ha obtenido una sección correspondiente a los materiales del Lías; en el afloramiento de El Arenalejo, próximo a la ciudad de Soria, se ha estudiado parte del Dogger; y en el afloramiento de Aldealpozo se han estudiado, en excelentes condiciones de afloramiento, los correspondientes al Jurásico medio (parte) y al Jurásico superior.

La estratigrafía general del Jurásico en el área de Soria fue descrita anteriormente por MENSINK (1.966); la de los materiales del Jurásico superior por DRAGASTAN *et al.* (1.987), y la del Bathoniense y Calloviense por WILDE (1.988 a, b).

En base a la comparación entre la sucesión encontrada en la Hoja de Soria y las unidades litoestratigráficas previamente definidas por GOY *et al.* (1.976), GÓMEZ (1.979), GÓMEZ y GOY (1.979) para el ámbito de la Cordillera Ibérica, y por DRAGASTAN *et al.* (1.987) y WILDE (1.988 a, b) para el área de Madero-Moncayo, los materiales del Jurásico se han agrupado en cinco unidades cartográficas, cuya equivalencia con las unidades litográficas formales viene expresada en la figura 1. En lo que sigue, la descripción de cada una de estas unidades cartográficas se realizará tomado como referencia las diferentes unidades litoestratigráficas que agrupan.

1.2.1 Formaciones Imón, Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas. Calizas y dolomías tableadas (4). Triásico superior-Pliensbachiense

Por imposibilidad de separación en ciertos tramos, se agrupan en (4) los términos (2) y (3)

1.2.1.1. Formación Dolomías tableadas de Imón y Formación Carniolas de Cortes de Tajuña (2) Triásico superior-Sinemuriense

Esta unidad cartográfica agrupa a dos unidades litoestratigráficas formales de naturaleza dolomítica, la Formación Dolomías tableadas de Imón y la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña.

a) Formación Dolomías tableadas de Imón

Los materiales correspondientes a esta unidad afloran en escasas áreas dentro de la Hoja. Está compuesta por un conjunto de dolomías cristalinas grises a beige que se disponen bien estratificadas en capas de 10 a 40 cm de espesor, entre las que se intercalan capas más gruesas. La unidad se encuentra delimitada tanto en su base como en su techo por sendas discontinuidades estratigráficas.

Su contenido fósil es muy escaso y los pocos restos de moluscos encontrados nada aclaran respecto a su edad, por lo que existe cierto grado de incertidumbre respecto a ésta. Algunos autores (GOY *et al.*, 1.976; GOY y YÉBENES, 1.977; CAPOTE *et al.*, 1.982) piensan que esta unidad podría corresponder al Triásico superior, atribuyéndose una edad Noriense a la discontinuidad situada en el texto de esta unidad (YÉBENES *et al.*, 1.988).

EDAD	ESPEZOR m.	COLUMNA ESTRATIGRAF.	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS		UNIDADES CARTOGRAFICAS
			GOY, GOMEZ Y YEBENES 1978 GOMEZ, GOY 1979, GOMEZ 1979	DRAGASTAN et. al. 1987 WILDE, 1986	
JURASICO SUPERIOR	500		WEALD		8
JURASICO MEDIO	400		Fm. CALIZAS CON ONCOLITOS DE HIGUERUELAS		7
				Fm. CALIZAS Y ARENISCAS CICLICAS DE ALDEALPOZO	
				Fm. ARENISCAS CALCAREAS DE POZALMURO	
			Fm. CARBONATADA DE CHELVA	Fm. SORIA	6'
JURASICO INFERIOR	300		Fm. ALTERNANCIA DE MARGAS Y CALIZAS DE TURMIEL		5
			Fm. CALIZAS BIOCLASTICAS DE BARAHONA		
			Fm. CALIZAS Y DOLOMIAS TABLEADAS DE CUEVAS LABRADAS		
			Fm. CARNIOLAS DE CORTES DE TAJUNA		3
TRIASICO SUPERIOR	200		Fm. DOLOMIAS TABLEADAS DE IMON		4
			KEUPER		2
JURASICO INFERIOR	100				1

Fig.-1 Esquema mostrando la sucesión estratigráfica de los materiales del Triásico superior y Jurásico en la Hoja de Soria. las unidades litoestratigráficas definidas por los diferentes autores y las unidades cartográficas utilizadas en este trabajo.

Los afloramientos de la Formación Imón no presentan suficiente calidad como para realizar un estudio sedimentológico detallado. En áreas próximas se ha podido observar la presencia de estructuras sedimentarias y secuencias características de plataforma-llanura de mareas.

b) *Formación Carniolas de Cortes de Tajuña*

Esta unidad aflora escasamente en la Hoja. Está compuesta por un conjunto de dolomías cristalinas gruesas oquerosas, de aspecto masivo a mal estratificadas. No se han encontrado fósiles, por lo que, al igual que en el resto de la Cordillera Ibérica, su edad permanece incierta. Para algunos autores, en base a datos palinológicos obtenidos a partir de muestras de sondeos petrolíferos, dentro de esta unidad se encuentra el límite entre el Triásico y el Jurásico (CASTILLO-HERRADOR, 1.979), mientras que otros, según criterios de estratigrafía secuencial, opinan que la Formación Cortes de Tajuña tiene una edad Hettangiense-Sinemuriense (YÉBENES *et al.*, 1.988).

No se han podido reconocer estructuras sedimentarias primarias. Los sondeos petrolíferos perforados en la Cordillera Ibérica y su entorno, así como las observaciones de superficie (GÓMEZ, *in litt.*) muestran que el equivalente lateral de las carniolas que constituyen la Formación Cortes de Tajuña está constituido por un tramo fundamentalmente anhidritico con intercalaciones de dolomías. En el sondeo Castilfrío 1, perforado a unos 25 km al nor-noreste de Soria, esta unidad está representada por un tramo de 50 m de dolomías grises con intercalaciones de anhidritas. Este tramo se sitúa, a su vez, sobre 157 m de anhidritas grises y blancas con escasas intercalaciones dolomíticas, atribuibles al Keuper, y bajo un conjunto carbonatado que se hace corresponder al Lías.

Los datos expuestos indican que los materiales de esta formación se depositaron en ambientes de tipo «sebkja» a plataforma marina fuertemente restringida, en los que tuvo lugar una importante sedimentación de sales con carbonatos en menor proporción. La disolución posterior de las evaporitas en condiciones subsuperficiales provocó la formación de grandes cavidades, dando lugar a la fragmentación y colapso de los materiales carbonáticos, así como a procesos de dolomitización, recristalización y lixiviación parcial, que dan el aspecto típico a la litofacies de carniolas.

1.2.1.2. *Formación Calizas y dolomías tableadas de cuevas Labradas (3). Sinemuriense-Pliensbachienne*

Los límites de esta unidad cartográfica coinciden con los de la Formación Cuevas Labradas. En la sección de Omeñaca está constituida por una sucesión de rocas carbonatadas de 175 m de espesor, dentro de la cual puede distinguirse un tramo inferior y otro superior.

a) *Tramo inferior*

El tramo inferior de la Formación Cuevas Labradas está compuesto por 40 m de dolomías, en la mitad inferior aproximadamente, y calizas *mudstone*, calizas *wackestone* bioclásticas, calizas

packstone oolíticas, a veces con litoclastos, y calizas *grainstone* oolíticas. En conjunto se disponen en capas de espesor muy variable, predominando las capas gruesas a medias.

El contenido fósil es escaso. Dentro del tramo calizo se encuentran restos de lamelibranquios, gasterópodos, ostreidos, algas, briozoos, ostrácodos, equinodermos y foraminíferos. Se ha podido determinar la presencia de *Paleodasycladus* sp., *Macroporella* sp., *Cayeuxita* sp., *Thaumatoporella* sp., *Acicularia* sp., *Verneuilina* sp., *Eggerella*? sp. Basándose en criterios de estratigrafía secuencial, YEBENES *et al.* (1.988), atribuyen a esta unidad una edad Sinemuriense-Pliensbachiense (parte) por correlación con otras áreas donde puede ser datada con precisión por su contenido en ammonites.

En este tramo inferior, las estructuras sedimentarias son relativamente frecuentes. Algunos de los cuerpos dolomíticos tienen geometría de barras; es frecuente a lo largo del tramo la presencia de laminaciones criptalgares y, en ocasiones, asociadas a éstas se encuentran pliegues enterolíticos. La bioturbación, aunque escasa, suele estar presente en todo el tramo.

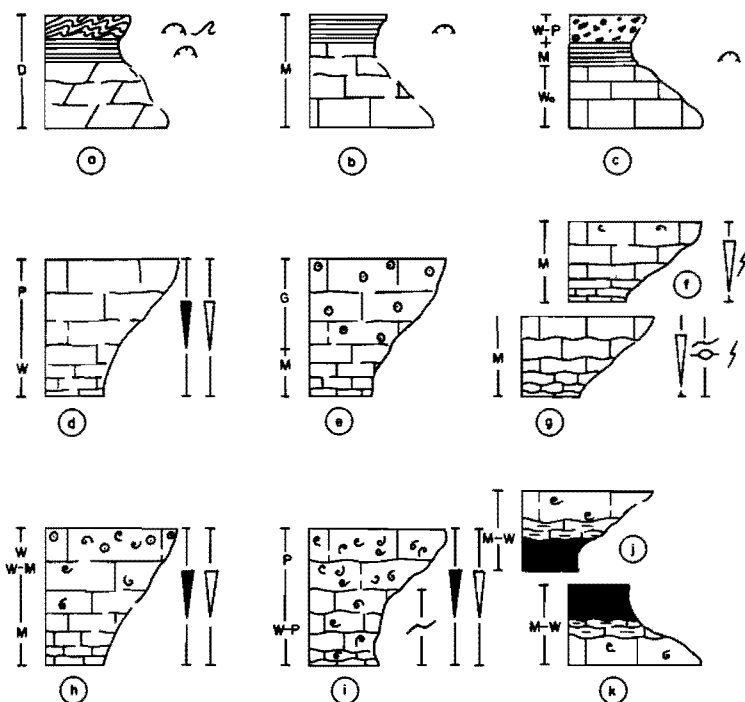
Se reconocen secuencias de somerización tanto en los materiales dolomíticos como calcáreos, constituidas a veces por un término inferior dolomítico o de *mudstone*, en ocasiones recrystalizado, y un término superior con laminaciones de algas a los que ocasionalmente puede ir acompañada la presencia de pliegues enterolíticos (Fig. 2a, b). También pueden observarse secuencias de somerización constituidas por un término inferior de *wackestone* oolítico y un término superior de calizas *wackestone* a *packstone* con litoclastos y oolitos (Fig. 2c). Asimismo, se encuentran secuencias grano y estratotrecientes constituidas por calizas *wackestone* a *packstone* (Fig. 2d) y calizas *mudstone* a *grainstone* oolíticas generadas por la migración de cuerpos de tipo barra (Fig. 2e).

El medio de sedimentación del tramo inferior de la Formación Cuevas Labradas corresponde al de una plataforma somera de carbonatos, donde pueden reconocerse ambientes, desde submareales (tanto de alta energía hidrodinámica, dominado por el oleaje) a ambientes protegidos de baja energía, así como también ambientes intermareales carbonatados e intersupramareales salinos. Ocasionalmente, sobre los depósitos intermareales de baja energía pueden encontrarse sedimentos conteniendo litoclastos y oolitos frecuentes, interpretables como capas, generadas por la acción de tempestades (tempestitas).

b) *Tramo superior*

Está constituido por una sucesión de 135 m de espesor de calizas *mudstone*, sólo ocasionalmente *wackestone* bioclásticas y oolíticas de color gris, bien estratificadas, generalmente, en capas de 10 a 30 cm de espesor, aunque pueden llegar a los 60 cm. Los planos de estratificación suelen ser desde rectos a ondulados en la parte inferior, ondulados en la parte media, con aspecto noduloso marcado, y planos rectos y bancos gruesos en la parte superior.

El contenido fósil es bastante escaso a lo largo de todo el tramo. Se reconocen lamelibranquios y ostreidos, y en menor proporción: gasterópodos, braquiópodos y crinoides. Al igual que al tramo inferior, y en base a criterios de estratigrafía secuencial (YEBENES *et al.*, 1.988), se atribuye



LEYENDA

	Secuencia granocrescente		Brechas
	Secuencia granodecrescente		Oolitas
	Estratificación ondulada		Biocrustos
	Estratificación nodulosa		Mudstone
	Laminaciones de algas		Wackestone
	Plegues enteralíticos		Wackestone oolítico
	Bioturbación		Pocketstone
			Grainstone
			Dolomita

Figura.- 2. Secuencias tipo de la Formación Cueva Labradas (a-h) Formación Barahona (i) y Formación Turmiel (j-k) en la sección de Omeñaca (Hoja de Soria)

una edad Sinemuriense-Pliensbachiense (parte). En el área de Talveila, situada a unos 40 km al Oeste de la ciudad de Soria, COMAS-RENGIFO y YEBES (1.988) citan, en el equivalente a esta unidad, la presencia de *Paltechioceras* sp. y *Radstokiceras* sp. que caracterizan al Pliensbachiense superior.

Las estructuras sedimentarias son muy escasas. Se reconocen de forma ocasional «rills» bioclásticos y bioturbación escasa a moderada, sólo local y ocasionalmente intensa. El conjunto se dispone, generalmente, en secuencias estratocrecientes, en las que todos los términos son calizas *mudstone* con planos de estratificación rectos (Fig. 2f) u ondulados (Fig. 2g) y secuencias estrato y granocrecientes, en las que puede distinguirse un término inferior de calizas *mudstone* y un término superior de calizas *wackestone* a *mudstone* bioclásticas u oolíticas, con «rills» bioclásticos que suelen ser más frecuentes en la parte superior o techo de la secuencia (Fig. 2h).

El tramo superior de la Formación Cuevas Labradas se ha depositado en un ambiente de plataforma interna submareal de carbonatos, sometida a cierto grado de confinamiento. En esta plataforma se registra una alta tasa de producción de carbonatos que fueron depositados, generalmente, bajo condiciones de baja energía hidrodinámica, en el cual los fondos, situados por debajo del nivel del oleaje, no reunían condiciones favorables para el desarrollo de una comunidad suficientemente variada de organismos bentónicos.

1.2.2. **Formación Calizas bioclásticas de Barahona y Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel (5) Pliensbachiense superior-Bajociense**

En la sección de Omeñaca, directamente sobre los carbonatos de la Formación Cuevas Labradas, se dispone un conjunto de calizas bioclásticas que constituyen la «Formación Barahona», no pudiendo constatarse en esta localidad la presencia de la Formación «Margas grises de Cerro del Pez». En esta unidad cartográfica se han integrado, por tanto, la unidad bioclástica y los materiales margo-calcáreos correspondientes a la Formación Turmiel.

a) *Formación Calizas bioclásticas de Barahona*

Está constituida por una sucesión de poco más de 40 m de espesor de calizas *wackestone* a *packstone* y *packstone* bioclásticas, grises en corte y amarillentas en superficie, en capas de 5 a 30 cm de espesor, a veces con finas intercalaciones margosas, y frecuentemente con los planos de estratificación ondulados.

Los macrofósiles aparecen con regularidad. Entre ellos cabe destacar, por su abundancia, los ostreoides (*Gryphaea*) y lamelibranquios, encontrándose en menor proporción crinoides, gasterópodos, braquiópodos y foraminíferos. Entre los microfósiles se han determinado *Vidalina martana* FARINACCI, *Lingulina tenera* BORNEMANN, *Lingulina pupa* TERQUEM, *Lenticulina* sp., *Eggerella* sp., *Verneuilina* sp., *Gaudryina* sp., *Epistomina* sp., *Praevidalina*, sp., *Frondicularia*, sp., *Marginulina* sp., *Glomospira*, sp. y *Ophthalmididos*. Por correlación con otros afloramientos próximos en los que esta unidad ha sido datada mediante ammonites y braquiópodos (COMAS-RENGIFO y YÉBENES, 1.988), se le atribuye una edad Pliensbachiense superior.

Las estructuras sedimentarias son muy escasas, predominando las estructuras y texturas de bioturbación. La unidad se ordena normalmente en secuencias estratocrecientes, en las que el contenido bioclástico suele aumentar hacia la parte superior (Fig. 2i).

La sedimentación de la Formación Barahona se ha llevado a cabo en una plataforma de carbonatos bien oxigenada y con salinidad normal, bajo condiciones submareales de escasa profundidad. En ella, los fondos se encontraban poblados por abundantes organismos bentónicos, entre los que cabe destacar, por su abundancia, los ostreidos de tipo *Gryphaea*. La energía hidrodinámica de esta plataforma era normalmente baja a moderada, pero ocasionalmente se veía afectada por corrientes de energía más elevada, probablemente inducidas por las tempestades, que eran capaces de provocar la resedimentación de los materiales previamente acumulados en los fondos.

b) *Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel*

Esta unidad se encuentra compuesta por una alternancia de margas grises con intercalaciones de calizas *mudstone* y en menor proporción de calizas *wackestone* bioclásticas en capas finas a medias, generalmente con los planos de estratificación ondulados y aspecto noduloso.

El contenido en fósiles llega a ser abundante. Se reconocen lamelibranquios, braquiópodos, ostreidos, gasterópodos, belemnites y ammonites. Por referencias a secciones próximas, en la que ha sido datada mediante ammonites (COMAS-RENGIFO y YÉBENES, 1.988; FERNÁNDEZ-LÓPEZ, GÓMEZ y URETA, 1.988), su edad parece ser Toarciense y Aalenense, y según WILDE (1.988), en el área de Soria parece comprender parte del Bajociense.

Las estructuras sedimentarias son muy escasas, pero las estructuras y texturas de bioturbación son frecuentes a lo largo de toda la unidad. Predominan las secuencias, en las que la proporción de marga disminuye hacia la parte superior, distinguiéndose un término inferior margoso y un término superior calizo (Fig. 2j), así como secuencias donde el término margoso ocupa la parte superior (Fig. 2k).

La sedimentación de la Formación Turmiel se ha llevado a cabo en la parte externa de una plataforma mixta de carbonatos y terrígenos finos, generalmente bien comunicada y con salinidad normal, aunque local y ocasionalmente puede sufrir cierto grado de restricción. El ambiente de sedimentación, submareal, era de baja energía hidrodinámica, por debajo del nivel normal de oleaje, aunque los fondos, poblados con frecuencia por organismos epi y endobentónicos, pudieron ser removidos en ocasiones por eventos energéticos mayores, probablemente ocasionados por la acción de las tempestades.

1.2.3. **Calizas y areniscas. Formaciones Chelva, Pozalmuro, Aldealpozo e Higuieruelas (6') Bajociense-Kimmeridgiense.**

1.2.3.1. *Formación Carbonatada de Chelva (6) Bajociense-Bathonense*

Sobre la Formación Turmiel se dispone una unidad fundamentalmente carbonatada asimilable a la Formación Chelva, a la que algunos autores (WILDE, 1.988) denominan localmente Formación

Soria. En la sección de El Arenalejo está compuesta, en su mayor parte, por calizas *wackestone* a *packstone* bioclásticas a biodetríticas, de color gris con abundantes espongiarios y estratificadas en capas cuyo espesor suele variar entre 10 y 30 cm, a bancos gruesos, en cuya parte media-superior se observan nódulos de sílex. La parte inferior de esta unidad está compuesta por calizas *wackestone* bioclásticas, nodulosas, con intercalaciones de margas grises.

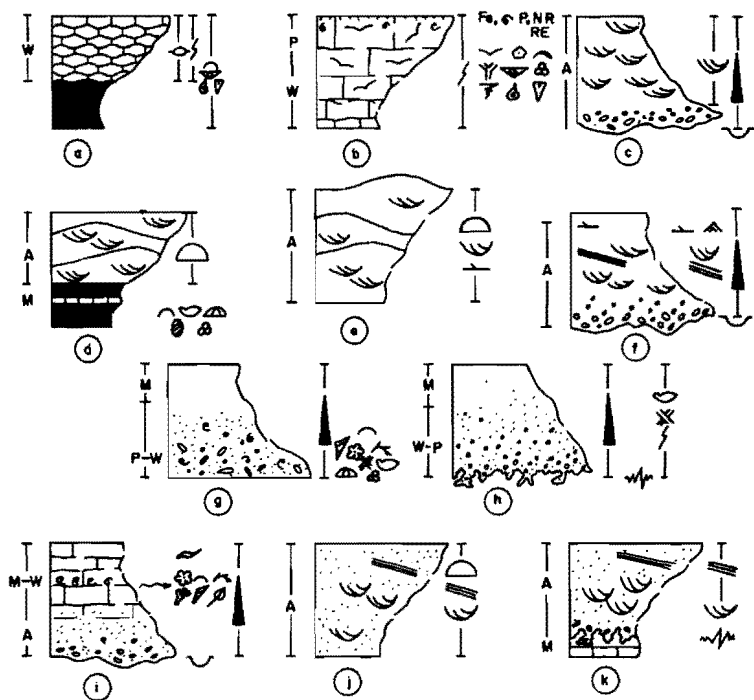
El contenido fósil es abundante, destacando especialmente los espongiarios por su abundancia a lo largo de, prácticamente, toda la unidad. En menor proporción se encuentran lamelibránquios, ostreidos, crinoides, briozoos, microfilamentos, braquiópodos, belemnites y ammonites. Ligados, generalmente, a los niveles de removilización o a los niveles residuales, se encuentran fósiles y moldes, a veces fosfáticos, reelaborados. Entre los microfósiles son frecuentes los lagénidos, *Lenticulina* sp., *Dentalina* sp., *Marginulina* sp. La edad de esta unidad en el área de Soria, según WILDE (1.988), abarca el Bajociense (parte), Bathoniense y parte del Calloviense. Según este autor, existe una laguna estratigráfica que abarca parte del Bathoniense terminal y Calloviense basal. No obstante, en áreas relativamente próximas situadas al Oeste (Talveila-Las Fraguas), FERNÁNDEZ-LÓPEZ et al. (1.988) datan a esta unidad mediante ammonites como Bajociense-Bathoniense inferior.

Las estructuras sedimentarias son muy escasas. Se reconocen costras ferruginosas situadas en el techo de algunas de las secuencias, y tanto las texturas como las estructuras de bioturbación son frecuentes a lo largo de toda la unidad, reconociéndose localmente la presencia de bioconstrucciones de espongiarios. La Formación Chelva se organiza en secuencias de somerización de tipo marga-caliza (Fig. 3a) y secuencias de somerización estratocrecientes y, generalmente, granocrecientes (Fig. 3b), cuyo espesor suele oscilar entre 1 y 4 m. Estas secuencias suelen terminar con un nivel de removilización con fósiles reelaborados y suelen contener costras ferruginosas.

La sedimentación de la unidad se ha desarrollado en un ambiente de plataforma externa submareal somera, bien oxigenada y de salinidad normal, en la que se ha llevado a cabo una activa producción y sedimentación de carbonatos, interrumpida ocasionalmente por una serie de discontinuidades de ámbito regional. En esta plataforma se desarrolló una variada comunidad biológica, en la que predominaron los espongiarios. Estos organismos fueron capaces de desarrollar bioconstrucciones de tipo montículos arrecifales de fango, en un ambiente de energía hidrodinámica, generalmente baja a moderada, destruidas parcialmente por episodios de energía más elevada.

1.2.3.2. Formaciones Areniscas calcáreas de Pozalmuro, Calizas y areniscas cíclicas de Aldealpozo y Calizas con oncolitos de Higuieruelas (7) Bathoniense-Kinome-rdigense

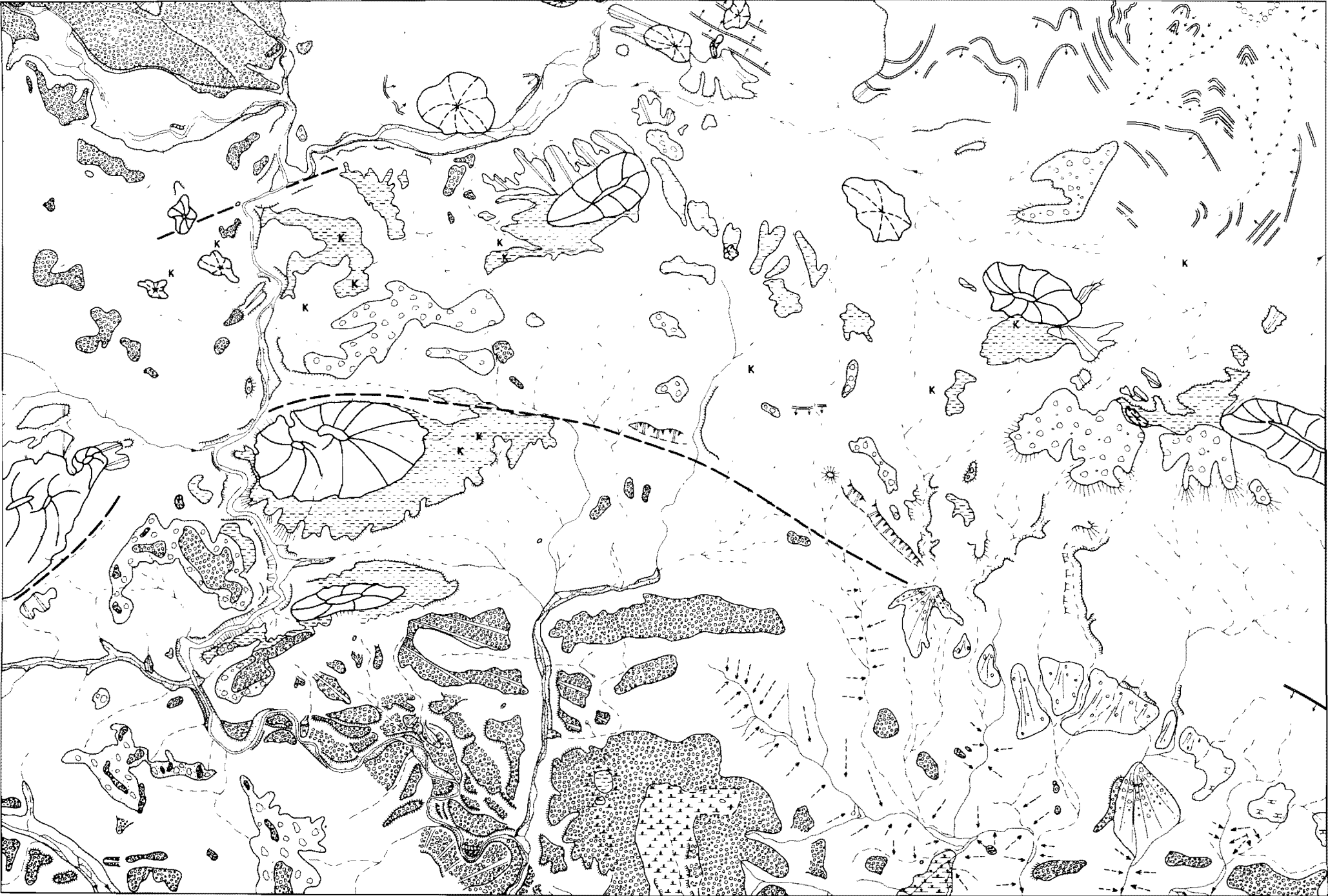
En esta unidad cartográfica se han agrupado tres unidades litoestratigráficas, una inferior fundamentalmente siliciclástica denominada Formación Pozalmuro, una intermedia mixta siliciclástico-carbonatada denominada Formación Aldealpozo y otra superior denominada Formación Calizas con oncolitos de Higuieruelas.



LEYENDA

	Cuerpos con base erosiva		Secuencia granodeteciente		Equinodermos
	Barros		Lamelibranquias		Charáceas
	Laminación cruzada de surco		Braquiópodos		Gasterópodos
	Laminación cruzada planar		Ammonites		Oncolitos
	Estratificación nodulosa		Belemnites		Ostreidos
	Laminación de ripples		Espongiaros		Algas
	Ripples de oleaje		Crinoides		Corales ramosos
	Rills bioclásticos		Briozos		Restos vegetales
	Porosidad fenestral		Foraminíferos		Moldes fosfóricos
	Superficie de karsificación		Microfilamentos		Mudstone
	Costra ferruginosa		Ostrácodos		Wackestone
	Disturbación		Fósiles reelaborados		Pocketstone
	Nivel de removilización				Arenas

Figura.- 3. Secuencias tipo de la Formación Chelva (a-b), Formación Pozalmuro (c-e) y Formación Aldealpozo (f-k)



LEYENDA

RELIEVES RESIDUALES

- Monte Isla
- Cerro testigo
- Formación Neógena de bloques de areniscas
- Cupulas y estructuras mesozoicas
- Superficies y pediplano preconglomerado neógeno
- K Karstificación

RELIEVES CUATERNARIOS

- Pedimentos, hombreras y glacis de erosión
- Glacis-terrazza
- Terrazas
- Conos y abanicos aluviales
- Depresiones endorreicas lagunas y charcas
- Curso continuo de agua
- Valles en "V"
- Cauces abandonados
- Escarpe de erosión abrupto
- Relleno aluvial holoceno
- Zonas palustres y de mal drenaje
- Curso intermitente de agua
- Relleno de valle plano por aporte lateral
- Divisoria importante de agua
- Escarpe de erosión de pendiente menor
- Abanicos aluviales carbonatados

RASGOS MORFOESTRUCTURALES IMPORTANTES

- Fracturas (fallas) importantes
- Capas duras (en relieve)
- Escarpe en falla

a) Formación Areniscas calcáreas de Pozalmuro

Los afloramientos de esta unidad, dentro de la Hoja, no permiten el levantamiento de secciones en las que puedan realizarse las observaciones necesarias para llevar a cabo estudios de detalle. En el área de Soria, la Formación Pozalmuro está compuesta por una sucesión de areniscas silíceas de grano muy fino a grueso y muy grueso, y cemento calcáreo, con intercalaciones de niveles pelíticos, limosos y aleuríticos, así como a veces niveles de lignitos.

En la sección de El Arenalejo se ha medido un espesor total de 100 m para esta unidad. A partir de los escasos afloramientos parciales y de la repercusión morfológica de éstos, puede deducirse la presencia de dos grandes secuencias de tipo estrato y granocrecientes, una inferior de unos 65 m de espesor, y otra superior de unos 35 m de potencia. En la sección de Aldealpozo pueden observarse los 30 m superiores de la Formación Pozalmuro. En esta localidad está constituida por areniscas silíceas de grano grueso a medio, y grano muy grueso a gravilla; con cemento silíceo y cemento de carbonatos, en capas de 20 a 80 cm de espesor. Hacia la parte superior se encuentran intercalaciones de margas grises y ocreas, así como niveles de calizas *mudstone* con bioclastos escasos y granos de cuarzos dispersos.

En las areniscas se reconocen localmente restos de lamelibranquios y equinodermos, y en los escasos y delgados niveles calcáreos arenosos se encuentran lamelibranquios, ostreidos y gasterópodos. En el levigado de muestras de los niveles margosos ha podido observarse la presencia de «*Globigerina*» sp. y *Haplophragmoides* sp. junto a ostrácodos de los géneros *Cytherella* sp., *Macrodentina* sp. y algas Charophytas tales como *Porochara* sp. y *Pecrispaera* sp. También se encuentran restos de lamelibranquios, equinodermos y talos de algas. La edad de esta unidad en el área de Soria-Aldealpozo según WILDE (op. cit.) es Calloviense inferior (parte) a Calloviense superior (parte). Sin embargo, en base a las dataciones realizadas mediante ammonites en el área de Talveila (DÍAZ-MOLINA *et al.*, 1.988), la edad de esta unidad arenosa podría corresponder al Bathoniense-Calloviense inferior.

En los tramos arenosos puede reconocerse laminación cruzada planar de escala. Se encuentran cuerpos arenosos con geometría de barras y cuerpos arenosos con cicatrices erosivas en la base.

En la sección de Aldealpozo, en la que como se ha dicho aflora únicamente la parte superior de la Formación Pozalmuro, la unidad se organiza en secuencias granodecrecientes y secuencias granocrecientes. Las secuencias granodecrecientes constan de un término inferior constituido por areniscas de grano grueso a muy grueso, a cuya base se observa una cicatriz erosiva sobre la que se dispone un «lag» de cantos de tamaño grava fina y un término superior con sedimentos arenosos más finos (Fig. 3c). Las secuencias granocrecientes constan de un término inferior margoso con finas intercalaciones de calizas y de areniscas, en el que la proporción de margas va disminuyendo hacia la parte superior a costa del aumento de frecuencia y espesor de los niveles arenosos, y un término superior, estratocreciente, de areniscas silíceas de grano grueso con laminación de surco y geometría de barras (Fig. 3d). En ocasiones, estos cuerpos arenosos con geometría de barras se encuentran amalgamados (Fig. 3e).

La sedimentación de la Formación Pozalmuro se ha llevado a cabo en su mayor parte en ambiente marino costero de alta energía. Los materiales siliciclásticos, provenientes de la erosión de los

macizos emergidos situados en las proximidades, fueron redistribuidos por la dinámica litoral, dando lugar a la formación de cuerpos arenosos canalizados y cuerpos de tipo barra, que dejaban áreas más protegidas. La existencia de estas zonas de energía hidrodinámica más baja permitía la preservación de materiales más finos, con componente pelítico y carbonatos, en los que junto a restos de organismos marinos se encuentran restos de vegetales típicamente dulceacuícolas.

b) *Formación Calizas y areniscas cíclicas de Aldealpozo*

Sobre los materiales predominantemente siliciclásticos de la Formación Pozalmuro se disponen los materiales de la Formación Aldealpozo, de naturaleza mixta detrítico-carbonatada. Uno de los mejores afloramientos de esta unidad dentro de la Hoja corresponde al que constituye su corte tipo, situado en las proximidades de la población de Aldealpozo. También se encuentran buenos afloramientos en El Arenalejo, localizado en las proximidades de Soria, y en el área de Renieblas. En la sección de Aldealpozo se encuentra una sucesión de poco más de 66 m de espesor de una alternancia irregular de las dos litofacies, siliciclástica y carbonatada.

La litofacies siliciclástica está constituida por areniscas silíceas, generalmente de grano grueso y muy grueso, microconglomerados, con términos de grano medio, generalmente con cemento de carbonatos y con tramos de conglomerados, con frecuencia de cantos calcáreos. La litofacies de carbonatos se componen de calizas micríticas, en su mayor parte *mudstone*, encontrándose en menor proporción calizas *wackestone*, *wackestone a packstone*, *packstone a wackestone*, *packstone* a veces oncolíticas y bioclásticas, y calizas *grainstone* en ocasiones oncolíticas y a veces arenosas, generalmente de tonos grises, a veces gris-oscuros. También se reconocen carbonatos arenosos y calizas microconglomeráticas, conteniendo granos de cuarzo y granos calcáreos, así como conglomerados calcáreos con litoclastos de calizas, a veces con envueltas algares, y brechas de cantos planos.

Los fósiles son relativamente abundantes, predominando los lamelibranquios, gasterópodos, ostreidos, algas (entre las que predominan las estructuras oncolíticas, presentes incluso en las litofacies arenosas), ostrácodos, equinodermos, restos vegetales (entre los que predominan los tallos y oogonios de Charáceas) y corales hacia la parte superior. Entre los microfósiles es destacable la presencia de *Nautiloculina* cf. *oolithica* MOHLER, *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINIERI), *Pseudocyclammina* cf. *lituus* (YOKOHAMA), así como de *Verneuilina* sp., *Palaeogaudryina* sp., *Pseudopfenderina*? sp., *Salpingoporella*? sp., *Evertucyclammina*? sp., junto con valvulínidos, textuláridos y ophthalmídeos, entre otros. En base a ellos se atribuye a esta unidad una edad Oxfordiense-Kimmeridgiense.

Las estructuras sedimentarias son abundantes. En la litofacies de areniscas son frecuentes los cuerpos con cicatrices erosivas en la base, que con frecuencia se encuentran amalgamados y cuerpos con geometría de barras, en los que su estructura interna está compuesta por laminación cruzada de surco, laminación cruzada planar y laminación de ripples, tanto de corriente como de oleaje. En la litofacies de carbonatos, además de las estructuras mencionadas para las litofacies de carbonatos, se encuentran «rills» bioclásticos, laminación de algas, láminas rotas, porosidad fenestral y superficies de carstificación. También se reconocen estructuras y texturas de bioturbación, así como superficies con perforaciones biogénicas.

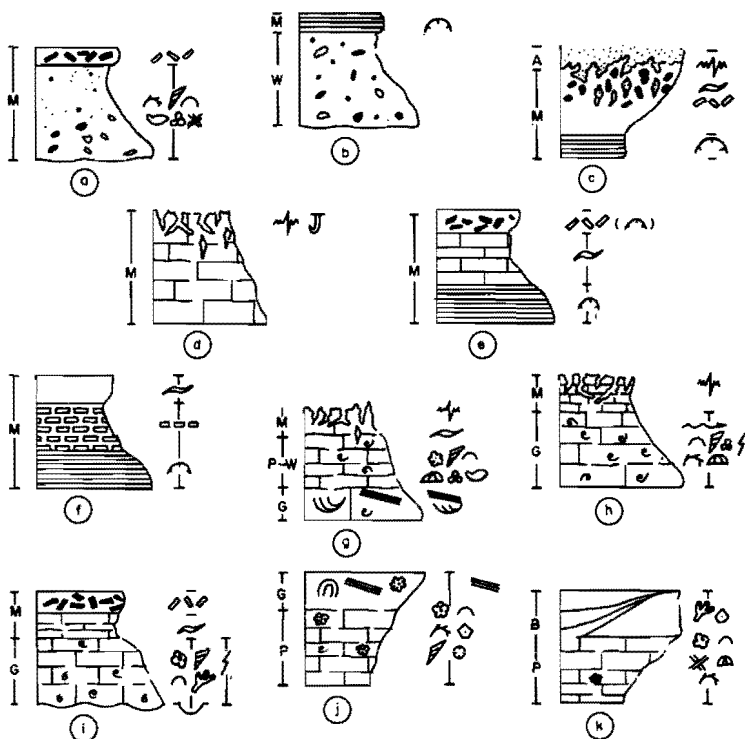
Los materiales de la Formación Aldealpozo se organizan en una amplia variedad de secuencias sedimentarias, las cuales pueden ser agrupadas en secuencias granodecrecientes (Fig. 3f-i), secuencias estrato y, generalmente, granocrecientes (Fig. 3j-k) y secuencias de somerización (Fig. 4a-i) que en ocasiones también son a su vez secuencias granodecrecientes.

La sedimentación de la Formación de Aldealpozo en el área de Soria tuvo lugar en un ambiente costero, donde se sedimentaban materiales siliciclásticos provenientes de la denudación de áreas continentales próximas y la sedimentación de carbonatos en ambientes de aguas más claras. Dentro de esta plataforma pueden distinguirse sus diferentes subambientes. Entre los materiales siliciclásticos se observan cuerpos de base erosiva, representando posiblemente canales en la plataforma conectados con las salidas de materiales siliciclásticos, en ambientes de tipo estuarino, o con los canales mareales, así como barras que en ocasiones llegan a emerger, desarrollando ambientes de playa, muy bien caracterizados por su típica secuencia. Entre los depósitos de carbonatos también se encuentran depósitos bioclásticos de alta energía, en ocasiones con base erosiva y en otros casos con estructuras que revelan ambientes dominados por el oleaje. Los depósitos de lagoon de baja energía están representados por calizas micríticas bioclásticas de tipo *wackestone*, a veces *mudstone* y *packstone*; también se encuentran con frecuencia carbonatos depositados en ambientes inter a submareales, puestos de manifiesto por la presencia de laminaciones criptalgares; ambientes intermareales altos a supramareales (láminas rotas y porosidad fenestral), así como frecuentes superficies de carstificación, consecuencia de las diferentes etapas de emersión que ha sufrido esta plataforma. Es de destacar también la frecuencia de niveles de brechas y conglomerados, tanto calcáreos como terrígenos, generalmente fango-soportados, de tipo flujo de fragmentos («debris flow»), a veces con cantos planos de carbonatos con laminaciones de algas, y con frecuencia organizados en secuencias granodecrecientes y/o secuencias de somerización. Estos depósitos, que suelen ocupar la parte superior de las secuencias de somerización, pueden encontrarse afectados por procesos de carstificación o disponerse sobre superficies de este tipo, y se interpretan como depósitos de tempestad.

c) Formación Calizas con oncolitos de Higuieruelas

Esta unidad constituye la parte superior de las facies carbonatadas del Jurásico. Está compuesta por calizas *packstone* y calizas *grainstone* bioclásticas con abundantes oncolitos, así como calizas *boundstone* (bioconstrucciones de tipo montículo arrecifal). El conjunto, de tonos grises, se dispone en capas gruesas a muy gruesas, localmente medias, y ocasionalmente se encuentran intercalaciones margosas. El espesor total de esta unidad en la sección de Aldealpozo es de poco más de 50 m, y en su techo se encuentra una costra ferruginosa bien desarrollada, sobre la que se disponen materiales detríticos de la Facies Weald.

Los fósiles son muy abundantes. Además de los oncolitos, que son los restos más frecuentes, se reconocen lamelibranquios, crinoideos, ostreidos, corales coloniales tanto ramosos como masivos y laminares, gasterópodos, radiolas de equinodermos, algas, equinodermos, espongiarios y foraminíferos. Entre los microfósiles se han determinado *Lenticulina* sp., *Textularia* sp., *Gaudryina* sp., *Everticyclammina*? sp., valvulínidos, ophthalmídeos. Se atribuye a esta unidad una edad Kimmeridgiense.



LEYENDA

	Cuerpos con base erosiva		Superficie de karstificación		Equinodermos
	Barros		Perforaciones biogénicas		Crinoides
	Laminación cruzada de surca		Bioturbación		Corales
	Laminación cruzada planar		Lamelibronquios		Corales ramosos
	Rills bioclásticos		Ostreidos		Corales masivos
	Laminación de algas		Gasterópodos		
	Láminas rotas		Ostrácodos		
	Porosidad fenestral		Foraminíferos		
	Brecha de cantos planos		Algas		
	Idem. Cantos con laminaciones de algas		Oncolitos		
					M Mudstone
					W Wackestone
					P Packstone
					G Grainstone
					B Boundstone
					A Areniscas

Figura.- 4. Secuencias tipo de la Formación Aldealpozo (a-l) y de la Formación Higuieruelas (j-k)

Las estructuras sedimentarias son relativamente escasas. Ocasionalmente algunos cuerpos pueden presentar laminación cruzada de bajo ángulo y gran escala, y localmente, cuando la amplitud del afloramiento lo permite, pueden observarse bioconstrucciones de tipo montículo arrecifal de fango.

En los afloramientos de esta unidad dentro de la Hoja no es característica, en general la presencia de una marcada organización secuencial, sin embargo puede reconocerse local y ocasionalmente la presencia de secuencias de somerización grano y estratocrecientes con un término inferior de calizas *packstone* bioclásticas y un término superior de calizas *grainstone*, también bioclásticas, con laminación cruzada de gran escala (Fig. 4j), así como secuencias con un término inferior de calizas *packstone* bioclásticas y un término superior de calizas *boundstone* (Fig. 4k).

Su sedimentación en esta zona se realizó en una plataforma somera de aguas claras, bien oxigenadas y de salinidad normal, donde se lleva a cabo una intensa producción y sedimentación de carbonatos. Los fondos se encontraban poblados por abundantes organismos bentónicos, llegado a producirse localmente bioconstrucciones de tipo montículo arrecifal que a veces llegan a sobrepasar el estadio de estabilización e iniciar el de colonización.

1.3. CRETÁCICO

En la Hoja de Soria aparecen las formaciones continentales del Cretácico inferior por un lado y las marinas del Cretácico superior por otro. Del inferior está representado el borde meridional de la gran cuenca wealdense de Cameros, concretamente las Formaciones Tera y Oncala, y yaciendo discordantemente sobre ellas la Formación Utrillas. Del Cretácico superior las formaciones características de la Cordillera Ibérica, con la particularidad de la existencia de la Formación «Caliza con cantos negros de la Sierra de la Pica» en esta zona definida.

1.3.1. Cretácico inferior

1.3.1.1. Conglomerados, areniscas, lutitas y calizas. Facies Weald (8, 9 y 10) Kimmeridgiense-Berriasiense

Estos materiales ya fueron descritos a finales del siglo pasado por PALACIOS y SÁNCHEZ LOZANO (1.885), quienes en las provincias de Soria y Logroño citaron la existencia de unas formaciones lacustres y/o continentales superpuestas al Jurásico marino y que por semejanza con las célebres capas de Purbeck y Weald de Inglaterra las denominaron de este modo: Purbeckiense y Wealdiense, asignándoles una edad Portlandiense para las primeras y Cretácico inferior para las otras.

Posteriormente numerosos autores han estudiado estos sedimentos encontrándose todos ellos con el primer escollo que es de tipo conceptual y aún hoy día no definido, es la conveniencia o no de llamar Purbeckiense y Wealdiense a unas determinadas facies continentales que aparecen entre las marinas del Jurásico inferior y las del Aptiense o del Cretácico superior, y que debido a su propia continentalidad (limitada distribución geográfica, frecuentes cambios laterales y deficiente zonación bioestratigráfica), se encuentran lejos de constituir las clásicas formaciones-tipo definidas para otros horizontes estratigráficos.

TISCHER (1.966), propuso una subdivisión litoestratigráfica del conjunto, estableciendo cinco grupos: Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván, que BEUTHER (1.966) los correlacionó micropaleontológicamente con las formaciones inglesas datándolos como Kimmeridgiense-Berriasiense.

En el primer Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico en España, celebrado en Vitoria en 1.970, se propuso que fueran designados como Purbeckiense los depósitos lacustres y/o salobres del Jurásico superior-Berriasiense-Valanginiense inferior y como Wealdenses los detríticos del Valanginiense superior-Hauteriviense-Barremiense. Pero las ambigüedades que se derivan de esta propuesta son numerosas, ¿cómo se denominan entonces las formaciones detríticas del Jurásico superior, o las lacustres del Valanginiense? Según SALOMÓN (1.982) esta propuesta únicamente sería válida para aquellas series que sean una réplica exacta de los ingleses y también con sus limitaciones.

SALOMÓN (*op cit.*) ha sido otro de los autores que estableció un hito en la caracterización de estos depósitos. De un amplio estudio regional llegó a la conclusión de que la mejor forma de abordar el tema era estableciendo una serie de ciclos sedimentarios entre los depósitos marinos del Jurásico superior y los del Cretácico superior. Así definió tres secuencias o megaciclos. Al inferior denominado Wealdense (con preferencia a Purbeck-Wealdense) lo hace corresponder con todo el conjunto de las series continentales de los autores antes citados. Al segundo, de carácter mixto, marino-continental, lo hace corresponder con el complejo urgoniano. Al tercero lo asimila con las Facies Utrillas continentales y sus correspondientes marinas supraurgonianas.

En la Hoja de Soria, aparece en su tercio septentrional, el extremo meridional de la gran cuenca de Cameros. Se ha considerado todo el conjunto aflorante como Wealdense en sentido de facies (sin analizar la problemática del Purbeckiense) y abarcando una edad comprendida entre el Kimmeridgiense y el Berriasiense, ya que es constante en toda la serie calcárea del sinclinal de Calderuela la presencia de horizontes con ostrácodos (*Theriosynoecum forbesii*) que refieren una edad Berriasiense inferior (SALOMÓN, *op. cit.*). Como por debajo de los niveles calcáreos todavía existe un término continental atribuimos al conjunto la edad Kimmeridgiense-Berriasiense.

Se han distinguido en la Hoja tres conjuntos litológicos que se han cartografiado en el sinclinal de Calderuela y extrapolado al resto del área.

— *Unidad inferior* (Unidad cartográfica 8) muy espectacular por su llamativo color rojo, equivalente al Megaciclo I de SALOMÓN y al «Grupo Tera» de TISCHER, constituido por lutitas rojas y ocre, areniscas, conglomerados y algún nivel calcáreo.

— *Unidad intermedia* (9), correspondiente al Megaciclo II (A, B) de SALOMÓN y al «Grupo Oncala» (parte inferior de TISCHER, formada por calizas grises con facies variadas (oncolíticas, pseudo-bréchicas, etc.) que hacia el N van incorporando niveles lutíticos, aumentando considerablemente su espesor.

— *Unidad superior* (10), correspondiente al Megaciclo III C de SALOMÓN y al «Grupo Oncala» (parte superior) de TISCHER, detrítica formada por conglomerados cuarcíticos, a veces ferruginosos y con cantidades subordinadas de areniscas y lutitas.

Se ha realizado una sección entre Aldealpozo y Nieva de Calderuela, en el flanco meridional del

sinclinal del mismo nombre, en ella aparecen representados los tres conjuntos ya mencionados y que se describen a continuación:

La *Unidad inferior* está constituido por unas lutitas rojas que descansan sobre una superficie de discontinuidad ferruginizada y carstificada que constituye el límite superior de la serie jurásica. La serie lutítica presenta colores rojos y violáceos con frecuentes huellas verticales debidas a raíces e incluye lentejones calcáreos de micritas nodulizadas, con señales edáficas, que muestran geometrías basales irregulares y erosivas, techos planos, grietas de desecación, y brechas del mismo origen. Se ha medido una potencia de 85 m.

La *Unidad intermedia*, corresponde a una sucesión calcárea monótona de 140-150 m de espesor, constituida por calizas grises estratificadas. En la base se trata de calizas recrystalizadas con intraclastos y cantos negros. Sobre éstas aparece un conjunto de micritas negras con intraclastos y algunos niveles con ostrácodos y carofitas. La parte alta de la sucesión la constituyen calizas micríticas con oncolitos, intraclastos, cantos negros, laminaciones algales, ostrácodos y carofitas, y niveles con desecaciones y huellas de raíces. Esta última parte aparece con una cierta ordenación secuencial de somerización y colmatación.

La *Unidad superior*, está constituida por un tramo terrígeno formado por una alternancia de niveles conglomeráticos y arenosos. Se trata de conglomerados cuarcíticos bien redondeados, en cuerpos de escasa potencia, 0,5 a 0,7 m, con bases erosivas y potentes tramos arenosos de arenas silíceas finas a medias. Dadas sus características de afloramiento es difícil de observar la ordenación interna; no obstante, en algún punto se ha podido observar estratificación cruzada planar y en surco, así como laminación debida a ripples. Se trata de secuencias granodecrecientes de mediana escala. La potencia total no ha podido medirse, pero se estima superior a los 100 m.

1.3.1.2. Arenas, limos y arcillas. Formación Arenas de Utrillas (11). Aptiense superior-Cenomaniense

Esta unidad, fue definida por AGUILAR *et al.* (1.971) en la vertiente N de la Muela de Sant Just, en la provincia de Teruel. Yace discordantemente sobre los materiales del Cretácico inferior continental («Facies Weald»). Sus condiciones de afloramiento son muy deficientes, pues normalmente se han implantado sobre ella campos de cultivo, lo cual origina una fuerte degradación y mezcla de los materiales aflorantes.

Existen, pues, pocas áreas en que por su calidad de afloramiento puedan realizarse series estratigráficas, aunque sean parciales. Se han realizado, no obstante, tres series estratigráficas: Valdelharina, Majada de la Sierra (o Cerro Tiñoso) y Sierra de la Pica.

La serie de *Valdelharina* se ha efectuado en el afloramiento situado en el margen occidental de la Hoja, en el paraje denominado Valdelharina, siguiendo la carretera que conduce a una cantera de explotación de calizas desde la carretera general número 122, en el kilómetro 158.

Posee un espesor total de 230 m. Presenta una notable proporción de sedimentos de granulometrías finas, pelitas y arenas finas o muy finas. En los 100 m inferiores y en los 50 m de la parte más alta de la serie (aunque la mayor parte de éstos se hallan cubiertos), dominan claramente

estas granulometrías con muy esporádicas y poco potentes intercalaciones de niveles de arenas microconglomeráticas, groseras o medianas. En la parte media domina ligeramente el porcentaje de arenas. Entre éstas son más frecuentes las de grano fino a muy fino y, en menor proporción, las de grano grueso a muy grueso, e incluso conglomerático.

Se hallan organizadas en ciclos estrato y granodecrecientes en cuya base existen conglomerados o microconglomerados de cantos cuarcíticos y restos de troncos, y en su techo, un nivel pelítico más o menos edafizado. Las arenas de la parte media de los ciclos presentan estratificación cruzada de mediana escala con las láminas orientadas hacia el NE.

En conjunto, la serie puede interpretarse como perteneciente a un sistema de abanicos aluviales, cuya área fuente se sitúa al SO de esta zona, en una etapa final de desarrollo o bien en un área relativamente distal. Llama la atención en esta serie la enorme diferencia de potencia y facies que posee en comparación con su vecina la de Picofrentes, situada inmediatamente al N (Hoja Cabrejas del Pinar), donde alcanza 576 m de potencia.

La serie de *Majada de la Sierra* se ha realizado siguiendo la pista que conduce a la majada desde Renieblas. Se halla muy degradada por labores agrícolas y a tramos cubierta por depósitos cuaternarios. El yacente lo constituyen los depósitos del Weald y el techo las margocalizas del Cretácico superior. La parte superior, unos 40 m está cubierta por depósitos cuaternarios.

La serie está invertida y tectonizada por lo que su potencia total medida (140 m) debe tomarse como orientativa. Existen frecuentes intercalaciones de pelitas con abundantes ferruginizaciones y de arenas blanquecinas, a veces, teñidas de rojo u ocre, de grano fino o muy fino. Las granulometrías mayores las presentan los cuerpos canalizados intercalados en la serie pelítica y arenosa fina. Estos cuerpos son microconglomeráticos, a veces con verdaderos pavimentos de cantos tapizando los contactos erosivos, y de arena gruesa a muy gruesa. Estas arenas presentan, por lo general, estratificación cruzada planar y a media escala.

Por lo general, los cuerpos arenosos dibujan ciclos grano y estratodecrecientes, que comienzan en la base con conglomerados o arenas microconglomeráticas y, finalizan en el techo con capas limoso-arcillosas. Tanto los niveles pelíticos como los de arena fina se hallan, a veces, bioturbados, probablemente, por restos vegetales.

Esta serie forma parte, probablemente, de un sistema aluvial mal desarrollado, en vías de desaparición, o de dimensiones pequeñas. Asimismo, cabe la posibilidad de haberse depositado, o bien en un área lateral, es decir, en una zona de coalescencia, o bien en un área frontal de transición a sedimentos pelíticos y/o lacustres.

La serie de *La Pica* se ha efectuado al O de las ruinas de La Pica. Se encuentra invertida y ligeramente tectonizada. Si a ello unimos la degradación de los afloramientos impuesta por el laboreo de las tierras, es fácil explicar que debe ser considerada únicamente como una serie de referencia.

Está constituida por 140 m, de los cuales los 80 m inferiores corresponden a cuerpos canalizados de orden métrico y compuestos, por lo general, por un solo ciclo estrato y granodecreciente entre sedimentos pelíticos o arenosos de grano fino; y por 60 m de un tramo predominantemente pelítico

con esporádicos canales poco desarrollados de arenas medianas y gruesas. En su conjunto cabe atribuirle a un medio sedimentario de abanicos aluviales mal desarrollados, o localizada en posiciones algo marginales respecto al conjunto.

En cuanto a su edad, en este sector las series estratigráficas presentan dos características anómalas para la zona, pero importantes. Ambas se localizan en la vecina Hoja de Torrelapaja. La primera es la existencia de un nivel de carbones intercalado en las inmediaciones de la base de la serie. La segunda es la existencia de niveles marinos, unos kilómetros al S de la anterior.

Probablemente en relación temporal con el nivel carbonoso, se constata la existencia de una cuña marina (transgresión), regionalmente mucho más al N de lo que se había supuesto y que ha sido datada como del Aptiense inferior (ALONSO, A., y MAS, J. R., 1.988) lo que plantea en la zona un problema de edad. Si esto es así, la base de las Facies Utrillas s.l. tendía a una edad Aptiense inferior y el techo, en este mismo sector, de Cenomaniense más alto a Turoniense. En estos sedimentos aluviales, por lo tanto, estarían representados el Aptiense superior, el Albiense y, probablemente, todo el Cenomaniense. En un medio sedimentario rápido como es el de los abanicos aluviales el poco desarrollo en potencia de sus series induce a pensar que existen lagunas estratigráficas enormes, probablemente reflejadas en los momentos en que se desarrollan los paleosuelos.

1.3.2. Cretácico superior

Los trabajos sobre el Cretácico superior de la región de Soria son numerosos, cabe citar entre otros a: PALACIOS (1.890); CHUDEAU (1.896); FALLOT (1.931); WIEDMANN (1.964, 1.975, 1.979); FLOQUET (1.978, 1979); FLOQUET, ALONSO y MELÉNDEZ (1.982); FLOQUET y MELÉNDEZ (1.982); ALONSO, FLOQUET, MAS y MELÉNDEZ (1.985); ALONSO, FLOQUET, MAS y MELÉNDEZ (1.987), y ALONSO *et al.* (1.987).

Para el estudio de la serie del Cretácico superior en esta Hoja se han realizado diversos perfiles. El primero 2 km al Sur de la localidad de Renieblas, en el Cerro de las Muñecas o Tiñoso, donde se han levantado unos 100 m correspondientes a las unidades basales (Cenomaniense superior a Turoniense inferior). En el cerro de Santa Ana, hasta el repetidor de RTVE, se ha levantado un perfil que comienza en las calizas nodulosas y margas (Turoniense inferior) y termina en las facies de calcarenitas de foraminíferos (Santoniense superior-Campaniense). El tercer perfil se ha realizado en la Sierra de La Pica, en el borde Este de la Hoja y situada entre Almenar de Soria y Aldealpozo. En este perfil se estudiaron las facies terminales del Cretácico superior (Capaniense-Maastrichtiense).

1.3.2.1. *Formación Arenas, arcillas y calizas de Santa María de las Hoyas y Formación Calizas dolomíticas de Nuévalos (12). Cenomaniense superior*

a) *Formación Santa María de las Hoyas*

Se ha estudiado en el perfil de Muñecas (Cerro Tiñoso), aparece con una potencia de 35 m y está constituida en su base por unos niveles bioclásticos bien definidos que se intercalan en un conjunto margoso en el que se observan lechos de arenas canalizadas. Esta sucesión margosa

tiene 15 m de potencia y posee niveles de bioturbación intensa. El resto de la unidad está constituido por calizas nodulosas, con bioclastos y bioturbación, con texturas *wackestone* a *packstone*, y calizas tableadas con laminación de ripples y algas con texturas *wackestone-mudstone*.

Se ordena en secuencias de somerización de escala métrica, desarrollando costras ferruginosas a techo. El límite de la unidad lo constituye una superficie endurecida que se sitúa a techo de una secuencia grano-creciente.

Contiene lamelibranquios, gasterópodos, equinodermos, serpulidos, algas calcáreas, ostrácodos y foraminíferos bentónicos. Se le atribuye una edad de Cenomaniense superior.

El estudio de las facies y su ordenación permite interpretar estos materiales como depositados en ambientes de plataforma interna somera-llanura mareal sub-intermareal, con algunos episodios de tormenta (tempestitas). Corresponde a un primer episodio transgresivo de instalación de una plataforma carbonatada.

b) *Formación Calizas dolomíticas Nuévalos*

Al igual que la unidad anterior se ha estudiado en el perfil de Las Muñecas, en donde se ha medido una potencia de 40 m. Está constituido por una sucesión de calizas micríticas, biomicritas, *wackestone*, calizas bioclásticas o calcarenitas bioclásticas con restos de ostreidos, *packstone*. Todo el conjunto muestra bioturbación abundante y niveles canalizados de ostreidos. Se ordenan en secuencias de 1-2 m granocrecientes y tienen desarrollo de costras ferruginosas a techo (superficies endurecidas). Contiene bivalvos, algas y foraminíferos. Se le atribuye una edad de Cenomaniense superior.

Se interpreta como depósitos de plataforma interna en áreas protegidas, con presencia de ambientes sub e intermareales, en áreas bien colonizadas por fauna bentónica.

Corresponde a la fase de instalación y desarrollo de la plataforma carbonatada durante el impulso transgresivo cenomaniense. El límite superior viene marcado por una superficie ferruginosa, que limita una discontinuidad puesta de manifiesto por un brusco cambio litológico.

Contiene lamelibranquios, gasterópodos, equinodermos, serpulidos, ostrácodos, algas (*Neomeris* sp.), miliólidos, rotálidos (*Discorbis* sp.). Su edad es Cenomaniense superior.

1.3.2.2. *Formación Calizas nodulosas de Monterde (Margas de Pico Frentes) (13). Turoniense inferior*

Esta unidad se ha estudiado en los perfiles de las Muñecas y del cerro de Santa Ana. Su potencia supera los 40 m. En su base se aprecian unos 10 m constituidos por secuencias de margas y calizas nodulosas y bioturbadas que contienen lamelibranquios, equinidos, espongiarios, coralarior, gasterópodos, algas (*Neomeris* sp., *Gavelinella* sp.), foraminíferos bentónicos y plantónicos, *Discorbis* sp., *Ataxophragmuim*, *Textularia* sp., *Rotalia* sp., *Pithonella sphaerica* (KAUFFMAN) y *Ueterohelix*.

Por encima se sitúan 10 m de margas grises y verdes con algunos restos fósiles, y una sucesión de unos 20-25 m de calizas biomicríticas nodulosas en paquetes tabulares de unos 3 a 5 m de potencia. En esta última sucesión se ha clasificado fauna similar a la descrita anteriormente, que determina para esta unidad un ambiente de amplia circulación y una edad de Turoniense inferior.

Dadas sus características litológicas, contenido fosilífero y de facies, permite interpretar la formación como depositada en un ambiente de plataforma abierta, externa, por debajo del nivel de base del oleaje y de amplia circulación. Este episodio sedimentario se corresponde con un máximo eustático que condiciona el impulso transgresivo, en el momento de máxima apertura de la plataforma, durante el Cenomaniense superior y Turoniense inferior.

Los dos conjuntos litológicos presentes, separados por una superficie de discontinuidad visible en algunos puntos, podría corresponder a la existencia de dos impulsos transgresivos bajo condiciones similares.

1 3.2.3. *Formaciones Calizas bioclásticas de Muñecas y Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera (14). Turoniense superior-Santonense inferior*

a) *Formación Calizas bioclásticas de Muñecas (Calizas bioclásticas de Jaraba)*

Se ha estudiado en el perfil del cerro de Santa Ana, en donde se han medido 58 a 60 m de calizas estratificadas que por su contenido, por su estratificación y por su aspecto general se alejan de las características de la Formación Jaraba y se acercan más a las de la Formación Muñecas, equivalente lateral de la Formación Jaraba.

Está constituida por calizas micríticas con estratificación irregular a ondulada y nodulosa, con bioclastos dispersos (*wackstone*) y con bioturbación generalizada. Hacia el techo aparecen bancos más gruesos con bioclastos finos y dispersos, y bioturbación débil.

Su contenido fosilífero está constituido por lamelibranquios, rudistas (*Hippurítidos*, *Radiolítidos*), espongiarios, equinodermos, briozoos, algas (*Neomeris* sp., *Acicularia* sp.), miliólidos, rotálidos, textuláridos y ostrácodos. Su edad es Turoniense superior a Coniacense inferior.

El límite superior de la unidad viene marcada por una superficie ferruginizada sobre un nivel recrystalizado y corresponde a una importante discontinuidad sedimentaria.

Las características de facies parecen indicar que su depósito se realizó en ambientes protegidos someros del tipo de llanura de mareas, bahía, plataforma interna. Respecto a la unidad infrayacente de la que es tránsito gradual, representa un episodio regresivo, de progradación de la plataforma en un momento de mínimo eustático.

b) *Formación Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera*

Presenta en el perfil del Cerro de Santa Ana una potencia reducida de 40 m constituida por calizas micríticas (*mudstone*), algo dolomíticas, en las que se observa buena estratificación horizontal, laminación paralela y ondulada de origen algal, porosidad fenestral y huellas de desecación. Descansa sobre la discontinuidad de techo de la unidad infrayacente y se desarrolla hasta la aparición de los primeros niveles con desarrollo de *packstone-bafflestone*.

Su contenido fosilífero es escaso, se han identificado lamelibranquios, equinodermos, gasterópodos, ostrácodos, y foraminíferos: *Vidalina hispanica* SCHLUMBERGER, *Nummoloculina* sp., *Quinqueloculina* sp., miliólidos, lituólidos y ophalmídiidos.

Esta unidad que comienza con la aparición de unos niveles con foraminíferos, muestra la ingresión marina con instalación nuevamente de una plataforma carbonatada después de la interrupción sedimentaria durante el Turoniense superior y Coniaciense inferior. Continúa su evolución en ambientes someros y restringidos de llanura sub a intermareal con episodios de emersión.

Su edad es difícil de precisar, pero con correlación regional puede asignársele una edad Coniaciense s.l. a Santoniense inferior.

1.3.2.4. Formaciones Calizas de Hontoria del Pinar y Calizas de Burgo de Osma (15). Santoniense-Maastrichtiense

a) Formación Calizas de Hontoria del Pinar

Esta unidad se ha estudiado parcialmente en el perfil del cerro de Santa Ana, en donde se han medido entre 30 y 40 m de los 80 a 120 que están descritos en esta región. Está constituido por un conjunto estratificado, de calizas finamente bioclásticas y calcarenitas de foraminíferos (miliólidos), ordenadas en conjuntos granocrecientes que pueden ser también estratocrecientes. Suelen resaltar en el relieve dando un saliente morfológico característico. Las calcarenitas de miliólidos pueden presentar estratificación cruzada.

Se han clasificado *Dicyclina schlumbergeri* MUNCHALM., *Spirocyclina choffati* MUN-CHALM., *Cuneolina pavonia* D'ORB., *Montcharmontia appenninica* (DE CASTRO), miliólidos, rotálidos, ophalmídiidos y ataxophrágmidos.

La base de la unidad viene marcada por la presencia de unos niveles con rudistas generalmente fracturados (*packstone*), aunque es posible encontrar algunos «patches» (*bafflestone*) en posición de vida. Estos biotipos se sitúan en la plataforma interna sobre fondos bioclásticos arenosos de destrucción de los mismos. Las secuencias granocrecientes muestran la migración de las facies de barras calcareníticas sobre las de plataforma abierta mostrando el avance transgresivo del Santoniense-Santoniense superior, provocado por una nueva subida eustática.

b) Formación Calizas de Burgo de Osma

Esta unidad constituye la base del perfil de la Sierra de La Pica, en donde se han medido 25 m de calizas estratificadas blanquecinas con restos de bioclastos y fósiles, entre los que se han identificado lamelibranquios, rudistas (radiolítidos), gasterópodos, equinodermos, briozoos, foraminíferos: *Lacazina cf. elongata* NUM-CHALM., *Dicyclina schlumbergeri* MUN-CHALM., *Cuneolina cf pavonia* D'ORB., *Scandonea mediterranea* DE CASTRO, *Idalina antigua* D'ORB., de edad Santoniense superior. También se observan niveles con laminación algal estromatolítica y porosidad fenestral. Se trata de una sucesión de facies de *packstone*-bioclástico (rudistas) o *bafflestone* de rudistas, calizas (*wackestone*) con bioclastos y foraminíferos y *wackestones-mudstones* con laminación y porosidad. La ordenación en secuencias métricas granodecrecientes de estas facies muestra una secuencia de somerización provocada por la colmatación o relleno de lagoon-plata-

forma interna protegida. Caracterizada por medios sub-intermareales de baja energía.

Corresponde al inicio de un episodio regresivo que se inicia en este momento (Santonense superior-Campaniense) y que se desarrollará durante el Campaniense-Maastrichtiense, constituyendo la megasecuencia regresiva del Senoniense. Esta es debida a la caída eustática del nivel del mar, a la vez que comienzan a sentirse los movimientos tectónicos de elevación epirogénica.

1.3.2.5. *Formación Dolomías, margas dolomíticas y calizas de Santo Domingo de Silos (16) Senoniense*

Si bien esta unidad no aparece claramente con las características que presenta en regiones más al Sur o al NO, se ha observado en el perfil de Sierra de La Pica un paquete dolomítico de 20 m de potencia que podría identificarse como los materiales de esta unidad. Igualmente en la parte baja del cerro de Santa Ana (El Chaparral, Picazo) se han identificado unos paquetes de dolomías y dolomías de aspecto carniolar que pueden atribuirse a esta unidad.

La observación de morfología y geometría de los cuerpos dolomíticos así como la litología, pueden hacer suponer que al menos en parte estas dolomías sean equivalentes lateralmente a la formación suprayacente (Sierra de La Pica).

Se trata de dolomías groseramente cristalinas, oquerosas, generalmente mal estratificadas y que localmente conservan morfologías lenticulares que recuerdan a facies canalizadas.

El medio de depósito de estos materiales puede interpretarse con criterios de correlación regional como producido en ambientes de lagunas costeras o episódicamente evaporíticos (sebhjas). La dolomitización estaría en relación con procesos diagenéticos precoces y en relación con el lavado de los materiales.

1.3.2.6. *Formación Calizas con cantos negros de Sierra La Pica (17). Senoniense*

Se ha estudiado en el borde Este de la Hoja en su área tipo, en la Sierra de La Pica y también aparece en el Cerro del Tiñoso o Muñecas. Está constituida por una sucesión superior a los 200 m de calizas micríticas grises y beige con abundantes cantos negros y otros intraclastos. Su estratificación es horizontal y homogénea, con frecuentes cuerpos más potentes que resaltan en el paisaje y que muestran amplia geometría lenticular y superficies internas igualmente canaliformes. Estos cuerpos están constituidos por micritas grises y beige (*mudstones*), con frecuentes cantos negros dispersos.

En general, se trata de una sucesión de *mudstones-wackestones* con cantos negros y otros intraclastos y abundantes ostrácodos y charáceas, así como gasterópodos, algunos foraminíferos y frecuentes huellas de bioturbación de raíces con desarrollo de suelos de tipo palustre.

Se trata de depósitos generados en ambientes lacustres costeros con posibles invasiones marinas. Sería un sistema de charcas interconectadas con márgenes palustres ampliamente colonizados.

1.4. Terciario

1.4.1. Paleógeno

1.4.1.1. *Conglomerados poligénicos, areniscas y arcillas (18); Conglomerados (19), calizas y margas (20). Paleógeno*

Aflora en la mitad septentrional, al Sur de la gran estructura denominada «falla de Soria». Los sedimentos continentales paleógenos del borde Norte de la cuenca de Almazán están representados en la Hoja de Soria por tres unidades tectosedimentarias (UTS). Se definen utilizando como criterios básicos la presencia de rupturas sedimentarias que tengan validez regional y la evolución de los sistemas deposicionales integrantes, que en general muestran una tendencia secuencial positiva, culminando en algunos casos con depósitos lacustres. Las UTS están integradas por sistemas deposicionales aluviales y lacustres.

El hecho de que estos materiales se encuentren ligados a la evolución de una de las zonas activas del borde central de la Cordillera Ibérica hace que presenten discordancias progresivas internas y localmente sintectónicas, en relación con la etapa final de compresión y sedimentación molásica de la evolución del aulacógeno ibérico. Los depósitos paleógenos están plegados con direcciones generales O-E variando a NO-SE.

El límite basal del Ciclo Terciario, discordante, es una superficie erosiva que en algunos puntos se encuentra fosilizada por brechas calcáreas muy edafizadas y calicheficadas.

La unidad cartográfica (18) engloba dos sistemas de abanicos aluviales (Sistema aluvial del Norte de Alconaba y de los Rábanos-Ribarroya) que se describen por separado. Cuando presentan suficiente entidad se cartografían independientemente las facies conglomeráticas (19) y de calizas y margas (20), que forman parte de ambos sistemas aluviales.

a) *Sistema del Norte de Alconaba*

Los afloramientos representativos de este sistema, aluvial y lacustre, los proporciona el corte de la carretera de Soria a Alconaba, al Este del cerro de Santa Ana. Constituyen los niveles más basales aflorantes del Paleógeno en el sector de Soria, situándose discordantemente sobre el Cretácico superior. Se inicia con depósitos aluviales que presentan a techo margas y calizas palustres-lacustres sobre las que se apoya discordantemente el Sistema de Los Rábanos-Ribarroya, perteneciente a la UTS II. La potencia observada es del orden de 100-150 m. Cartográficamente es muy difícil distinguir este sistema del de los Rábanos-Ribarroya, por lo que cartográficamente se engloban en una unidad.

Las facies representativas son: facies de conglomerados (Cg), arenas y areniscas (Ar), fangos rojos (F) y calizas y margas (Cz-M).

Las facies de conglomerados (Cg) (19), son clasto-soportados con cantos de areniscas, cuarcitas y calizas, todos ellos procedentes del Cretácico. El tamaño más frecuente es de 10-12 cm y el centil puede alcanzar los 35 cm. La matriz es arenosa y fangosa de colores amarillentos y rojizos con gravas de calizas y cuarzo. Poseen cemento carbonatado. Se presentan en tramos masivos con espesores que llegan a alcanzar los 5 m. La superficie de estos tramos es erosiva y en ocasiones fuertemente canalizada (canales tubulares).

Las *facies de arenas y areniscas* (Ar), son poco frecuentes en el conjunto. Están constituidas por arenas de grano medio a grueso de colores amarillentos y rojizos, análogas en su composición en transición con ellos. Pueden presentar también la superficie basal canalizada.

Las *facies de fangos* (F), constituyen tramos masivos de color rojizo, con potencias que pueden ir de dos a varios metros. Se presentan a techo de secuencias y generalmente edafizados y bioturbados.

Finalmente, las *facies de calizas y margas* (Cz-M) (20) se presentan en un tramo muy deleznable constituido por margas y calizas micríticas de tonos blancos y blanco verdosos.

De acuerdo con las características de las facies, sus asociaciones y relaciones secuenciales se pueden interpretar estos depósitos como propios de un sistema aluvial local, de procedencia Norte, que culmina con un episodio lacustrę-palustre.

b) *Sistema aluvial de los Rábanos-Ribarroya*

Se extiende por la mitad meridional de la Hoja. Las series-tipo se han levantado en «Fuente la Teja», en el cruce de la carretera nacional 111 con la de Soria-Quintana Redonda (sistema aluvial más proximal), y en la localidad de Ribarroya (sistema aluvial relativamente más distal), situada a 4 km del borde Sur de la Hoja.

Se apoya localmente sobre los depósitos del Sistema del Norte de Alconaba (UTS I) o discondantes sobre el Cretácico superior. A techo y con un contacto neto se sitúa la UTS III, el Sistema de San Saturio, en las proximidades de Soria.

El espesor mínimo se estima en unos 400-500 m. Representa depósitos de un sistema aluvial trenzado, con predominio de canales con carga de gravas en sus partes más proximales y arenosa hacia el Este. Su área fuente mayoritaria es la Unidad inferior del Cretácico detrítico (Facies Wealdense) situada al Oeste y Norte de Soria.

Las facies principales diferenciadas corresponden a conglomerados (Cg), arenas y areniscas (Ar1 y Ar2) y arenas limosas (Ar3).

Las *facies de conglomerados* (Cg) son más frecuentes en el sector basal y noroccidental (sector de los Rábanos). Están constituidos por conglomerados poligénicos, con cantos de cuarzo, cuarcita, areniscas del Cretácico y calizas. El tamaño más frecuente se sitúa alrededor de los 3 cm, pudiendo oscilar los centiles entre 10 y 40 cm. La matriz está formada por arenas gruesas y gravas, o por arenas limosas rojizas. Su contenido es variable, mostrando los conglomerados texturas desde clasto a matriz soportados. Se presentan en tramos con espesores que oscilan entre 0,3 y 2 m, siendo la base una cicatriz erosiva y el techo transicional a las facies de areniscas. Son masivos o contienen gradaciones positivas y estratificación horizontal grosera.

Las *facies de arenas y areniscas* (Ar1), corresponden a arenas y areniscas de grano grueso con gravas y cuarcita. Los centiles se sitúan entre 7 y 15 cm. Se presentan en tramos potentes de 4 a 10 m, posiblemente con superficies internas soldadas, masivas y localmente con estratificación

cruzada en surco. Su límite basal es neto o transicional con las facies de conglomerados. Son de color rojo anaranjado y castaño amarillento (5 YR 4/6). Se ha observado en ellas bioturbación por animales y raíces.

Las *facies de arenas y areniscas* (Ar2) está constituida por arenas y areniscas de grano medio en tramos de 1 a 12 m, con frecuentes superficies internas los más potentes. Se presentan masivas o con estratificación cruzada en surco. Son de color rojo anaranjado (10 R 5/6) y tienen frecuente bioturbación por raíces. La base puede ser una superficie neta o transicional con la facies AR1. A techo pasan transicionalmente a las facies Ar3. Las paleocorrientes observadas son del Oeste.

La *facies de arenas limosas* (Ar3) es la menos frecuente en el conjunto total. Está constituida por arenas de grano medio y fino a muy fino-limosas. Los tramos son poco potentes, con espesores entre 0,25 y 1,5 m. Son de color castaño rojizo oscuro (10 R 3/6) y presentan nódulos carbonatados, rizoconcreciones y bioturbación.

Todas estas facies se ordenan en secuencias, estando la más completa limitada por superficies erosivas y constituida por Cg, Ar1, Ar2, Ar3. Corresponden a depósitos aluviales con predominio de áreas con canales cuya procedencia es Oeste.

1.4.1.2. *Conglomerados, arenas areniscas y fangos arenosos (21). Formación San Saturio. Paleógeno-Mioceno inferior*

Se localiza en la mitad occidental de la Hoja al Oeste y Norte de los relieves cretácicos del cerro de Santa Ana. Los afloramientos más representativos se encuentran en los alrededores de la ciudad de Soria, donde se le puede estimar un espesor de unos 900 m. Aparecen muy tectonizados mostrando buzamientos desde invertidos a subverticales, observándose discordancias progresivas internas.

El límite inferior de este Sistema y su relación con el de Los Rábanos-Ribarroya (UTS II) en la zona de «Fuente de la Teja» se pone de manifiesto por una fuerte superficie erosiva canalizada sobre la que se depositan conglomerados de cantos y bloques de calizas cretácicas cuyos centiles oscilan entre 0,6 y 0,8 m.

En general este sistema aluvial está constituido por conglomerados en tramos masivos de 2,5 a 3 m, separados por tramos menos potentes de areniscas y areniscas fangosas que pueden presentar estratificación cruzada. La procedencia fundamental del sistema es mixta, viniendo los clastos y matriz del Cretácico carbonatado y detrítico.

Se distinguen tres grupos de facies: conglomerados (Cg), arenas y arenicas (Ar) y fangos arenosos (F).

Las *facies de conglomerados* (Cg) son las predominantes en este sector. Están constituidos por conglomerados de cantos y bloques de naturaleza carbonatada y silíceas (cuarzo, cuarcita y areniscas). Localmente el centil puede alcanzar los 2 m, aunque lo normal es que se sitúe entre 0,3 y 0,7 m. La matriz, de color rojizo anaranjado (10 R 7/6), está constituida por arenas y areniscas de grano grueso-muy grueso con gravas. Su contenido puede ser variable, presentando los conglomerados texturas desde clasto a matriz soportados. El límite basal es erosivo, pudiendo tener surcos (scour). Se encuentran masivos o con una estratificación horizontal grosera.

Las *Facies de Areniscas* (Ar) están constituidas por arenas y areniscas de grano medio y grueso, con cantos dispersos o bien concentrados en pequeños niveles, pueden llegar a ser microconglomerados. Se presentan en tramos de 0,6 a 1 m, pudiendo excepcionalmente alcanzar 2 a 4 m. Son generalmente masivas formando secuencias con las facies de conglomerados, siendo el contacto transicional. Localmente muestran gradaciones positivas y estratificación horizontal. La bioturbación es frecuente. Su color, rojizo (10 R 5/6).

Las *Facies de Arenas fangosas y Fangos arenosos* (F) se localizan a techo de secuencias y sus espesores más frecuentes oscilan entre 0,6 y 3,5 m. Su presencia es relativamente escasa en el total del sistema, presentándose sobre todo hacia la parte superior. Son de color rojo fuerte, masivas y con nodulizaciones carbonatadas.

De acuerdo con las características de las facies, tipo de secuencias y direcciones de surcos erosivos, se puede relacionar con depósitos de abanicos aluviales en su zona proximal con direcciones de entradas de componente (NE a NO).

1.4.2. Neógeno

Existen dos cuencas neógenas, la de Numancia-Tartajo al N, y la de Fuensanco-Peroniél, que ocupa todo el centro de la Hoja. Ambas son intramontañosas, rellenas con sedimentos continentales de tipo abanico aluvial y limitadas por fallas. La primera lo está por el sistema de fallas del Merdancho, y en la segunda, su límite Sur lo constituye la gran Falla de Soria.

1 4.2.1 *Conglomerados, arenas, limos y calizas lacustres. Formación Tartajo (22) Mioceno medio-superior*

Se trata de una unidad detrítica, ligeramente basculada hacia el Norte, cuyo espectro litológico varía entre conglomerados con clastos de tamaño bloque y lutitas más o menos arenosas. La potencia máxima observada supera los 50 m entre Torretartajo y Renieblas. El color cambia desde tonos grises a pardos y pardorrojizos, a medida que disminuye el tamaño de grano. Se reconocen cuatro facies:

1) *Facies conglomeráticas masivas*

Afloran fundamentalmente al O de Torretartajo y están constituidas por conglomerados, donde los clastos se dispersan en una matriz lutítico arenosa —de la que actualmente sólo los granos de arena son visibles y se hallan dispersos en un «cemento» carbonatado—, el centil supera los 2 m, disminuyendo desde Torretartajo hacia el O (proximidades de Renieblas), y los clastos son principalmente calizas mesozoicas, areniscas y areniscas ferruginosas; éstos no presentan ordenación alguna, y es difícil ver los límites entre capas; este conjunto de características sugiere un transporte por flujos en masa de naturaleza viscosa, sin que apenas medien eventos erosivos significativos entre sucesivas coladas, lo que junto a su situación geográfica y a su relación con otras facies permite adscribirlos a un sistema de abanicos aluviales que se precisará más abajo.

2) *Facies conglomeráticas ordenadas*

Afloran fundamentalmente en el entorno de Garra y, presentan colores pardos y los clastos son de caliza mesozoica, arenisca, cuarzo, cuarcita y alguno de lidita; su centil alcanza los 15 cm y la matriz que rodea los clastos es arena fuertemente cementada por carbonato; se ordenan formando estratificación subhorizontal y estratificación cruzada en surco, dando esta última paleocorrientes hacia el Oeste. Estas facies se incluyen en cuerpos con granoselección positiva y de base canalizada, cuyos «scours» basales presentan direcciones E-O y cortan facies de arenas y de limos con encostramientos carbonatados nodulares y botrioidales. Representan el depósito llevado a cabo sobre el lecho de una corriente fluvial en la que se desarrollan barras longitudinales —estratificación subhorizontal— y «scours» —estratificación cruzada en surco.

3) *Facies arenosas y limosas*

Presentan colores pardo-rojizos, matriz lutítica o arcillosa y generalmente son masivas. Están cementadas homogéneamente por carbonato o bien muestran una cementación diferencial en forma de nódulos. Se encuentran ampliamente distribuidas por toda la zona en que aflora la unidad desde Arancón hasta Garra. Su origen se relaciona con flujos menos competentes que los correspondientes a las facies anteriores; dependiendo de su asociación con las primeras o con las segundas pertenece a flujos no confinados viscosos de un sistema de abanicos aluviales o a rellenos de cala y/o desbordamientos de una red fluvial en la periferia del sistema anterior, respectivamente.

4) *Facies lutíticas*

Suelen contener abundantes granos de cuarzo y presentan tonos más rojizos que las tres facies precedentes. Se hallan sobre todo al Oeste del meridiano que pasa por Ventosilla. Se asocian fundamentalmente a facies de conglomerados masivos (por ejemplo, al S de Velilla) por lo que su origen se liga a flujos viscosos de tipo «mud flow» dentro de la orla distal del abanico. La orla proximal del abanico estaría constituida por las facies conglomeráticas masivas de la zona de Torretartajo-Renieblas. El hecho de que las facies fluviales (facies de conglomerados ordenados) aflorantes en la zona de Garra presenten paleocorrientes hacia el O y similar composición de cantos pudiera indicar que pertenecen a una red fluvial proveniente de las mismas áreas fuentes que el abanico aluvial citado.

1.4.2.2. *Arcillas y limos rojizo-amarillentos con bloques de areniscas y cuarcitas. Formación Los Quemados (23). Mioceno medio-superior*

Se extiende al Sur de los afloramientos jurásico-cretácicos de Tiñoso, Cencejo y Sierra de la Pica. Forma una franja orientada de NO a SE, al Norte de la zona de cizalla que corre paralela y próxima a la carretera Soria-Catalayud. Se apoya discordantemente sobre los paleorrelieves mesozoicos y sobre formaciones paleógenas (Formación San Saturio, principalmente). Pasa lateralmente a la

unidad 24 (Formación Sierrecita), de la que se diferencia por la notable proporción de clastos carbonatados que incorpora aquélla. Se encuentra afectada por numerosas fallas subverticales, sobre todo en las proximidades de la zona de cizalla.

Está constituida por facies siliciclásticas de gravas arenosas y arenas de grano medio a muy grueso. El porcentaje de finos (limos + arcillas) es escaso en ambas facies y no suele superar el 10 %. Las gravas presentan una matriz arenosa en general superior al 50 % en la que los clastos se dispersan; este hecho expresa la bimodalidad de estas facies. Los clastos son de naturaleza silíceas; areniscas y areniscas ferruginosas —de origen wealdico—, cuarzo y cuarcita. Los de areniscas dan siempre el centil, cuyo máximo valor alcanza los 200 cm.

La ordenación secuencial consiste en secuencias de 0,6 a 6 m, generalmente comprendidas entre dos superficies erosivas, aunque muchas veces los límites entre capas son poco o nada conspicuos y los contactos son graduales o soldados. Suelen presentar granoselección positiva y la secuencia tipo está constituida por los siguientes términos de muro a techo.

1) Gravass pardas bimodales con matriz arenosa, masivas o con estratificación horizontal difusa y/o imbricación de clastos; se han observado intercalaciones de niveles de cantos de centil inferior a 10 cm, entre los que predominan los cantos de areniscas ferruginosas; se presentan como alineaciones horizontales o rellenando suaves surcos de amplitud métrica; en general, se aprecia una correlación entre el tamaño de los clastos y el espesor de las capas.

2) Arenas pardas de grano medio a muy grueso, que, en ocasiones, intercalan clastos dispersos o en alineaciones; son masivas o presentan laminación horizontal o estratificación cruzada en surco.

3) Arenas lutíticas masivas de color algo más rojizo, que incluyen clastos muy dispersos con su eje mayor horizontal; es el término menos frecuente. Las características de los afloramientos no permiten reconocer la geometría de las facies, si bien en las facies de gravas se han observado formas lenticulares y tabulares.

La diferente organización interna de los depósitos —masivos o con organización interna— indica un cambio de los mecanismos de transporte en el tiempo y/o en el espacio. La falta de organización de las facies y la existencia de capas soldadas reflejan su depósito a partir de flujos en masa de naturaleza viscosa (COLLINSON y THOMPSON, 1.982). La correlación del centil con el espesor de las capas refiere una relación positiva entre la competencia y la escala del flujo (LARSEN y STEEL, 1.978). Sin embargo, la presencia de ordenamiento en el interior de las capas indica el transporte de carga de fondo en un flujo de aguas claras (MIAL, 1.977; COLLINSON, 1.986). La posición geográfica en el borde de cuenca preneógeno, al pie de los relieves de donde proceden, las escasas evidencias de canalizaciones y la génesis de las facies arriba descritas indican para esta unidad una sedimentación en el marco de abanicos aluviales dentro de sus orlas proximales y medias. La falta de cementación en esta unidad pudiera ser debida a su procedencia de áreas-fuente poco carbonatadas. Estas se localizan al N y NE de la Hoja y fuera de la misma donde aflora fundamentalmente serie de Weald.

1.4.2.3. *Conglomerados calcáreos. Formación La Sierrecita (24) Mioceno medio-superior*

Se extiende fundamentalmente al Norte de la carretera de Catalayud, a lo largo de una franja que va desde el Sur de Tozalmoro hasta las proximidades de Peroniel del Campo. La serie está inclinada entre 15 y 25° hacia el S-SE y S-SO, disminuyendo ésta hacia el techo (proximidades de Ojuel). Su espesor máximo observado es de 250 m. Pasa lateralmente y hacia la base a la unidad 23 (Formación Los Quemados), el contacto con la serie paleógena situada al S es por falla.

La litología está constituida predominantemente por facies de conglomeraos arenosos o arenoso-lutíticos que presentan bimodalidad (una moda para los clastos y otra para la matriz); están fuertemente cementados por calcita, por lo que es difícil precisar los porcentajes originales de arena y de lutitas. La cementación ha destruido probablemente gran parte de las arcillas de la matriz. Los cantos son calizas provenientes del Jurásico y de las series wealdicas y areniscas bien cementadas que en gran parte derivan del Weald. El centil oscila entre pocos centímetros y 1,6 m. En menos proporción, aparecen facies de arenas lutíticas, las cuales se intercalan entre capas conglomeráticas. Las facies de conglomerados presentan un color gris a gris-rosado, salvo en su parte superior, donde se hace más rojiza debido a la mayor proporción de facies arenoso-lutíticas.

En cuanto a su organización interna y ordenación secuencial, tanto en las facies conglomeráticas como en las arenosas la organización es escasa. En algunos niveles los clastos se ordenan formando estratificación horizontal difusa, y en muy pocas ocasiones se ha podido ver fábrica de imbricación en los clastos. Estos se disponen generalmente con su plano de máxima proyección paralelo a la estratificación. En general no presentan granoselección y sólo en algunos niveles se ha observado granoselección positiva, y excepcionalmente, granoselección negativa. En este último caso, el centil de las capas se encuentra aproximadamente a techo del tercio inferior de las capas. Aunque la concentración de los cantos es alta, éstos no suelen hallarse en contacto y se encuentran dispuestos al azar. Se observa una cierta correlación entre el máximo tamaño de los clastos (centil) y el espesor de las capas, siendo en general alto el valor del cociente entre ambos parámetros. Presentan una ordenación secuencial poco conspicua, debido a que los límites de las capas son difíciles de reconocer, siendo en ocasiones tentativa la separación entre niveles contiguos. Las secuencias observadas oscilan entre 1 y 6 m, y forman parte de una sola capa o bien se amalgaman y dan lugar a cuerpos de compleja historia sedimentaria. A mayor escala, es también difícil diferenciar secuencias mayores debido a la homogeneidad del centil y de los depósitos en los tramos observados. Tan sólo unas pocas decenas de metros por encima de la serie de la Ermita de la Sierrecita se aprecia la frecuencia de niveles finos, lo que va unido a una disminución del centil. Esta situación se corresponde con el techo de la unidad.

Respecto a su interpretación, los límites difusos (soldados y gradacionales) entre capas y la relativamente alta relación entre centil y espesor de las capas sugieren un transporte por flujos en masa de alta viscosidad, idéntico al mecanismo puesto de manifiesto en el desarrollo de los «debris flows» (GLOPPEN y STEEL, 1.981; COLLINSON y THOMPSON, 1.982). La correlación entre centil y espesor de las capas refleja una relación positiva entre la competencia y el tamaño del flujo (LARSEN y STEEL, 1.978; COLLINSON, 1.986). La presencia ocasional de estratificación horizontal difusa y/o imbricación de clastos sugiere un depósito llevado a cabo por una corriente vigorosa sobre un lecho plano, que bien puede ser el fondo de un canal, bien el techo de una barra longitudinal que migra sobre éste (STEEL y THOMPSON, 1.983). Por otro lado, la composición

de los clastos y la inclinación de la serie hacia el S —por una subsidencia que en parte es simultánea a la sedimentación de la unidad— revelan que sus depósitos proceden de las áreas fuentes mesozoicas situadas inmediatamente al Norte y que afloran ampliamente en el sector septentrional de la Hoja. Esta situación geográfica con respecto a las áreas de origen y la interpretación genética de las facies relaciona el origen de esta unidad con la orla proximal de abanicos aluviales. No obstante, en su parte superior se registran depósitos más distales correspondientes a la orla intermedia, lo que sugiere una retracción del abanico tal vez pareja con el fin de un ciclo sedimentario.

1.4.2.4. *Bloques de cuarcitas y areniscas en una matriz limo-arenosa. Formación Numancia (25) Plioceno*

Entre los 1.100 y 1.200 m aparecen los restos de una cobertera detrítica con tamaño de grano que van desde los bloques (centil 1,5 m) hasta la fracción limo y arcilla. Tanto los bloques como los cantos son fundamentalmente de areniscas (procedentes de Weald), cuarcitas, cuarzo y liditas, en orden decreciente en abundancia. Su espesor máximo observado supera los 30 m en la zona SO. Un corte tipo se puede observar en la trinchera de la carretera —kilómetro 11— al E de Arancón.

Esta formación está constituida por dos tipos de facies:

- a) Lutitas arenosas de color rojo (10 R 4/8); son masivas, en ocasiones muy arenosas y, a veces, presentan rasgos de hidromorfismo.
- b) Conglomerados soportados por una matriz areno-arcillosa de aspecto semejante a la facies anterior. Los cantos son fundamentalmente de areniscas de Weald, con un centil que puede alcanzar los 1,5 m. En algunas zonas se observan abundantes liditas (por ejemplo, entre Arancón y Calderuela). No se aprecia granoselección de los clastos y éstos no se hallan en contacto, sino que aparecen dispersos dentro de la matriz lutítico-arenosa. La única ordenación observable consiste en la disposición horizontal del eje mayor de los clastos.

Los dos tipos de facies, a) y b), aparecen asociadas y los límites de capas son difusos. Estas características indican que el mecanismo de transporte correspondiente a estas facies es por corrientes de flujos en masa dentro del marco de abanicos aluviales enraizados en los relieves cretácicos septentrionales.

Estos materiales son discordantes sobre las series mesozoicas y terciarias y algunos autores (HOYOS *et al.*, 1973) los han considerado equivalentes a las Rañas del O de la Península, lo que les comportaría una edad Villafranquiense.

1.5. CUATERNARIO

1.5.1. *Areniscas carbonatadas y calizas lacustes. Formación Almenar (26) Pleistoceno*

Es una unidad lutítico-arenosa de color pardo que incluye niveles carbonatados (caliches y calizas). Se extiende por el ángulo Sureste de la Hoja, a ambos lados de la carretera de Calatayud entre Ojuel y Almenar de Soria. Su espesor máximo observable es de 8 m en las proximidades de

Almenar. Se dispone discordante sobre las unidades paleógenas plegadas y sobre las neógenas inclinadas. Está constituida por litosomas que en planta tienen formas lobuladas y en cortes NO-SE tienen secciones convexas. La red fluvial actual —proveniente de las estribaciones suroccidentales de la Sierra de la Pica—, la erosiona parcialmente y la fragmenta en retazos. Principalmente aflora en una franja dentro de la zona citada arriba e inmediatamente al Sur de la zona de cizalla.

Su litología está formada por arenas lutíticas y lutitas pardas (facies siliciclásticas), que intercalan facies carbonatadas (caliches y calizas). Las facies siliciclásticas son mayoritarias y suelen constituir secuencias granodecrecientes de 1 a 3 m, ningún otro rasgo de ordenamiento interno ha sido observado. Representan la sedimentación por corrientes con baja capacidad de selección integradas en pequeños abanicos aluviales enraizados en los relieves situados al Norte en la franja central de la Hoja. Se constatan dos procesos postsedimentarios: a) hidromorfismo; y b) carbonatación. El primero da lugar a un moteado en manchas difusas por óxidos de hierro y, en menor medida, constituye nódulos centimétricos con mayor proporción en óxidos de hierro; su origen está relacionado con oscilaciones del nivel freático en áreas de difícil drenaje. El segundo proceso forma encostramientos (facies de caliche) nodulares, masivos o bien en lascas («platy»), siendo la secuencia completa la siguiente: costra nodular —c. masiva c.— en lascas. Existe un tránsito por tanto entre las facies siliciclásticas y las de caliche. Estos encostramientos se generan por la precipitación de carbonato cálcico en relación con la superficie superior de un nivel freático fluctuante. Ambos procesos están ligados a un nivel freático bajo la superficie y a diferentes estados de óxido-reducción. Las facies calizas son micritas más o menos fosilíferas (ostrácodos, gasterópodos y caráceas) y algunas veces son calizas travertínicas constituidas esencialmente por talos de caráceas encostrados. Frecuentemente presentan una estructura prismática correspondiente a trazas radiculares. Las calizas forman la parte superior de secuencias granodecrecientes o están a techo de éstas constituyendo una nueva secuencia. Representan la sedimentación en zonas encharcadas muy someras, saturadas con respecto a calcita, donde prosperan caráceas, ostrácodos y gasterópodos; son frecuentes los episodios de exposición de los fondos lacustres.

En el mejor registro de la unidad —zona de Almenar— se aprecia una megasecuencia positiva con un predominio de las facies arenosas en su parte inferior y de las carbonatadas en la superior, siendo gradual la sustitución de unas por otras.

Las características y génesis de las facies sedimentarias y postsedimentarias y la situación geográfica con respecto a los relieves septentrionales —Sierra de la Pica—, señalan la existencia de un pequeño sistema de abanicos aluviales dirigido hacia el S y SO con formación de zonas encharcadas en sus zonas distales. El drenaje en algunas zonas no era muy eficiente, tal como lo demuestra la existencia de rasgos hidromórficos y el desarrollo de encostramientos y encharcamientos efímeros. La presencia de estos últimos pudiera relacionarse con el efecto de represamiento originado por la estructura de plegamiento del sustrato paleógeno, cuya dirección es perpendicular a la de aportes del sistema aluvial. Además de este efecto estructural, hay que tener en cuenta el derivado de la subsidencia local como consecuencia del movimiento en la zona de cizalla.

Por su posición horizontal, relación con la red fluvial cuaternaria y situación en torno a los 1.000 m, puede pensarse que su edad es posterior a los dos sistemas de terrazas más antiguos del Duero en la zona (1.100 y 1.040 m, respectivamente), y es muy similar, si no equivalente, al

sistema de terrazas de los 1.000 m, el de mayor extensión. En consecuencia, su edad sería probablemente Pleistoceno reciente.

1.5.2. Terrazas fluviales. Gravas y arenas (27). Pleistoceno

Aparecen distintos niveles ligados al río Duero. Están muy bien representados en el ángulo NO, en la confluencia del Tera y Duero, donde dan lugar a una extensión muy amplia aterrazada; terminan en Garay, allí donde el cauce se encaja en los materiales mesozoicos. En la mitad Sur del recorrido, a partir del anticlinal del Picazo, vuelven a aparecer varios niveles bien diferenciados.

Se han encontrado al menos ocho niveles de terraza, cartográficamente se han incluido en la misma unidad, estando el más bajo a unos 5 m y el más alto a 120-130 m sobre el nivel actual. En el tramo N, donde el río presenta dirección dominante hacia el E, se encuentran restos de terrazas a 1.050 m, al menos durante el Pleistoceno medio-superior el cauce ha ido desplazándose progresivamente hacia el S. En el tramo medio, que comienza en la flexura de Garay y llega hasta pasado el embalse de Los Rábanos, el río corriendo en dirección N-S se ha sobrepuesto, por encajamiento, a las estructuras del zócalo; aquí las terrazas más altas se sitúan hacia los 120 m sobre el cauce actual, a una cota de 1.100 m. En el tramo S, es en el que aparece mejor desarrollado el sistema de terrazas, en la margen derecha las más altas se localizan a +130 m, mientras que en la izquierda no suelen sobrepasarse los +50-60 m, es decir, son terrazas del Pleistoceno medio y superior.

1.5.3. Derrubios y conos de deyección (28). Holoceno

Son relativamente abundantes en la Hoja, aunque solamente se han cartografiado aquellos cuya extensión se ha considerado significativa a la escala del mapa. Destacan, sobre todos los demás, los grandes «mantos» de coluviones de la Sierra del Almuerzo en el ángulo NE de la Hoja. Están constituidos por grandes bloques de tamaño métrico de cuarcitas y areniscas en una matriz limo-arcillosa de color rojizo.

1.5.4. Gravas, arenas y arcillas. Aluvial (29). Holoceno

Se han representado como tal la llanura aluvial del Duero, situada a unos 2 m sobre el cauce de las aguas medias, y los fondos de los valles de los arroyos de importancia menor, el Merdancho por el N, y el arroyo de la Madre y todos los existentes en el ángulo suroriental.

Las llanuras de inundación están cubiertas de arenas finas con alto contenido en limos y arcillas. El sustrato más profundo está constituido por gravas.

Los fondos del valle son depósitos de origen mixto aluvial-coluvial que tapizan las partes más bajas de los valles de la red fluvial secundaria. La litología que poseen es arcillo-limosa con mezcla

de arenas y gravas poco ordenadas.

Los sedimentos fluviales actuales aparecen sobre todo en el río Duero. Forman barras de meandro de gravas muy lavadas y algunos cauces abandonados.

1.5.5. Depósitos lacustres limo-arcillosos (30). Holoceno

Se forma en las áreas endorreicas existentes en la mitad meridional, entre Aldela Fuente y Cabrejas del Campo. Se trata de lagunas de carácter estacional cuyo fondo está recubierto por sedimentos finos: limos y arcillas de colores grises y negruzcos debido a su alto contenido en materia orgánica.

2. TECTÓNICA

En la Hoja de Soria están presentes tres dominios estructurales claramente diferenciados. Al N la estructura tabloide de los potentes conjuntos siliciclásticos del Cretácico inferior, con pliegues de gran radio, muy laxos, cuya amplitud puede alcanzar hasta decenas de kilómetros, y una fracturación distensiva muy aparente (no importante en magnitud) puesta de manifiesto por dos sistemas, NNO-SSE y ONO-ESE, respectivamente. Ambas estructuras, pliegues y fallas, están bien representados en el ángulo NE y se desarrollan ampliamente en las áreas inmediatamente al N de la Hoja, constituyendo todo el macizo de los Picos de Urbión y Sierra Cebollera.

Por el E aparece la terminación NO de la rama castellana de la Cordillera Ibérica s.str., concretamente la Sierra de La Pica. Esta gran acumulación de calizas cretácicas forma una estructura muy singular, es un conjunto monoclinal subvertical o muy inclinado hacia el S en el que destaca, al E de la Hoja, el pliegue de eje vertical kilométrico que constituye, él mismo, la mencionada sierra.

Finalmente, toda la parte centro-meridional está ocupada por la cuenca de Almazán. En ella, el Paleógeno posee un plegamiento de tipo concéntrico, con pliegues de amplitud hectométrica y dirección variable, desde E-O en el margen occidental, hasta NO-SE en la parte oriental; el Neógeno situado al N de la falla de Soria posee un basculamiento de 15-20° hacia el S y únicamente en el ángulo SO, la Formación Almenar aparece sin deformación.

2.1. ESTRUCTURA GENERAL DE LA HOJA

Las estructuras mayores se reconocen fácilmente en el esquema tectónico adjunto (Fig. 5). Aunque todas ellas son importantes, y algunas singulares (Tiñoso y Sierra de La Pica), existen dos que destacan poderosamente sobre todos los demás, son el Cabalgamiento de Valdecuerueña-La Pica y la falla de Soria. Seguidamente se pasará a describir las diferentes estructuras, para posteriormente describir áreas con uniformidad tectónica.

2.1.1. Cabalgamiento de Valdecrueña-La Pica

Se prolonga desde la misma capital de Soria en el O, hasta la Sierra de La Pica al E.

Posee, por tanto, una dirección, en líneas generales, O-E y vergencia S. Superpone el Jurásico inferior y, a veces, las Facies Keuper del Triás sobre distintos materiales cretácicos, tanto inferiores (Facies Weald) en los sectores de Pajareros, Tozalmoro y Omenaca, como superiores en Cerro Tiñoso y La Pica. Puede subdividirse en dos sectores, el occidental entre Soria y el «Sistema de fallas de Fuensaúco», y el oriental al E de esa localidad.

El sector occidental es muy complejo, el cabalgamiento no es una superficie única ni por supuesto plana. En la zona de Peña Redonda se subdivide en varias escamas (en cuya base llegan a aparecer las arcillas plásticas del Keuper) y en el meridiano del Duero cambian de dirección, por efecto del desgarre de Fuente del Rey, disponiéndose N-S. La falla de Fuente del Rey les comunica un desplazamiento levógiro, de forma que vuelven a aparecer por Los Pajareros con dirección NE-SO. Es en ese lugar donde pueden observarse las intensas cizallas que producen en los jurásicos situados bajo las murallas de la ciudad (en el esquema tectónico a este sector se le ha denominado «Cizalla de Mirón»). Su terminación occidental es la falla de Soria que absorbe su desplazamiento.

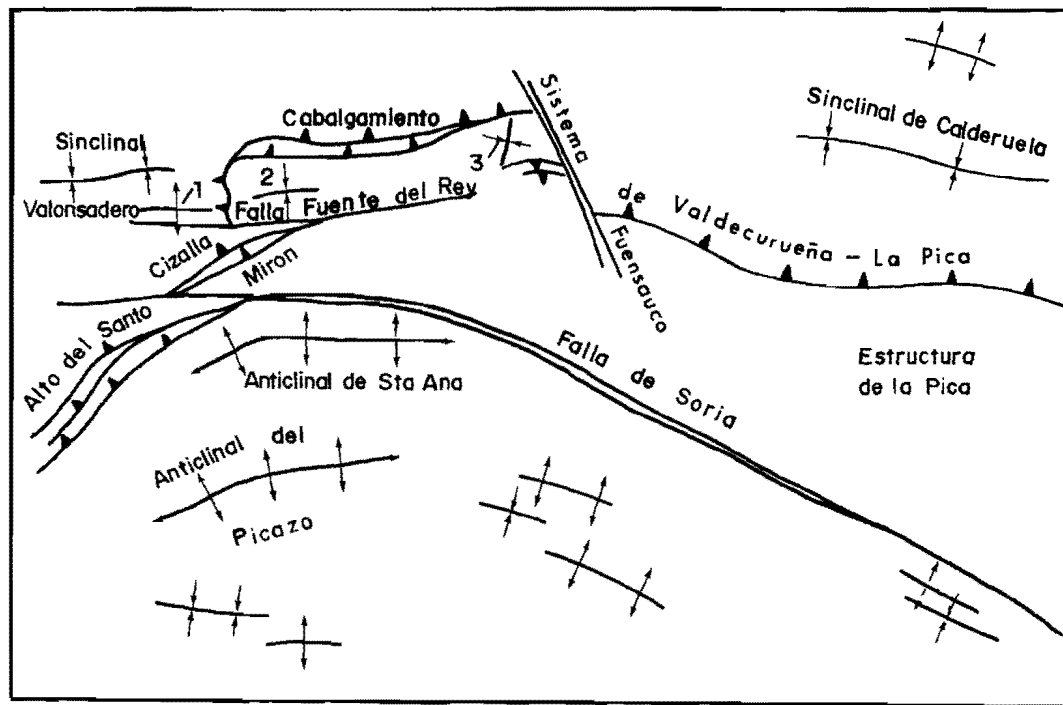
Al E de Peña Redonda la superposición es de las dolomías y calizas jurásicas sobre el sinclinal del Cretácico superior del cerro del Tiñoso.

En el sector oriental, el cabalgamiento posee características más homogéneas; es una superficie única y mantiene una dirección más constante, entre N 80° E y N 120° E. Se prolonga desde el cerro Atalaya, por los parajes de Valhondo y La Charlota hasta la Sierra de La Pica. Su ubicación en los parajes citados en primer lugar es asaz problemática, ya que las dolomías de Infralías se superponen a las calizas dolomíticas de wealdense, ambas peneplanizadas y con una karstificación muy importante (en varias etapas, la 1ª pre-Neógena). No obstante, en la vecina Hoja de Olvega, en la tantas veces mencionada Sierra de La Pica, puede observarse, sin lugar a ninguna duda, cómo el conjunto Jurásico se superpone al Cretácico.

Al N del cabalgamiento (en el alóctono) quedan los dos grandes sindinales formados por conglomerados y areniscas del wealdense. Al O, el de Valonsadero (pliegue concéntrico muy laxo y de amplitud kilométrica). Al E el sinclinal de Calderuela, también pliegue muy amplio y de fondo plano, cuyo flanco S aparece tectonizado y con un reducido espesor que aumenta considerablemente hacia el N (corte II-II').

En el autóctono, de O a E, aparece en primer lugar, bajo el anticlinal de Valdecrueña en la margen izquierda del Duero, el sinclinal de Pajarejos, pliegue amplio, hectométrico, de dirección O-E, fondo plano y cuya terminación periclinal occidental está, al igual que los cabalgamientos, plegada con dirección N-S por efecto de la falla Fuente del Rey.

Unos kilómetros al oriente aparece otra estructura singular, el sinclinal cretácico del Tiñoso, pliegue de eje subvertical, cuyo flanco E aparece laminado por el sistema de fallas de Fuensaúco; su singularidad proviene tanto de su morfología —eje vertical— como de su situación entre dos vergencias contrapuestas, al N cabalgamiento de Valdecrueña dirigido hacia el S, y al S fallas inversas con vergencias N que repiten el Cretácico inferior en la zona de Los Quemados (FF.CC.



ESCALA 1 : 200.000

- 1 Anticlinal de Valdecurueña
- 2 Sinclinal de Pajarejos
- 3 Sinclinal de Tiñaso

Figura.- 5. Esquema tectónico de los principales accidentes

Soria-Castejón, kilómetro 12), quedando, por tanto, el Tiñoso como una cuña a semejanza de la «cuña de Ciria» en la vecina Hoja de Borobia.

Hacia el E, la zona anticlinorial wealdense de Tozalmoro-Omeñaca y en el límite oriental la Sierra de La Pica, serie cretácica subvertical o invertida hacia el E, con un gran pliegue de eje vertical producto de un desgarre destrógiro de zócalo.

2.1.2. **Falla de Soria**

En realidad es una banda de cizalla de una anchura de 0,5 a 1 km, muy compleja, constituida por multitud de superficies de fractura, separadas varios metros entre sí, perfectamente visibles en los taludes de la nueva carretera de circunvalación a Soria, entre Venta Valcorba y el Caserío Lacalle. En esta zona tiene una dirección E-O y hacia el E se va incurvando hasta llegar a adquirir directriz ibérica. Regionalmente constituye la terminación NO del sistema de fallas cartografiadas en las Hojas de Borobia (24-15) y Torrijo (24-16), y que más al SE limitan las fosas terciarias intrapaleozoicas de la Cordillera Ibérica.

Posee una historia larga y compleja, en primer lugar separa facies completamente diferenciadas del Cretácico superior. La formación «Caliza con cantos negros de la Sierra de La Pica» únicamente aparece en el bloque NE, en el Tiñoso y Sierra de La Pica, no en el SO, Santa Ana y Picazo, ni en toda la orla cretácica que rodea a los paleozoicos de Borobia y Torrijo; por tanto, y como mínimo, ya en ese período fue un accidente paleogeográfico importante, ya sin mencionar su coincidencia con una de las alineaciones más importantes de la Península y de historia más antigua (falla de Ventaniella). En el Cretácico terminal y Paleógeno actuó como falla de desgarre con desplazamientos dextrógiros, como se deduce de la estructura de las áreas situadas inmediatamente al E y SE (Sierra Pica y Hoja Borobia): series monoclinales con ejes subverticales. Durante el Neógeno condicionó el depósito de la Formación Los Quemados; por tanto, el mayor desplazamiento fue el del labio septentrional, y las últimas etapas del Neógeno terminal y cuaternarias (posiblemente actuales), son de descenso del bloque meridional, como se atestigua por el resalte topográfico existente entre Mazalvete y Ontalvilla de Valcorba, paralelo a la carretera nacional 324.

2.1.3. **Falla de la Fuente del Rey**

Otra falla a destacar es la del barranco de la Fuente del Rey. Limita el anticlinal de Valdecurreña por el S y desplaza los cabalgamientos una flecha de aproximadamente 1,5 km en sentido levógiro horizontal. Es, por tanto, una falla de primera generación, E-O y paralela a la de Soria en la mitad occidental de su trazado.

2.1.4. **Sistema de fallas de Fuensaúco**

Se trata de un grupo de fallas muy importantes, con dirección NNO-SSE, transversal a las estructuras, que limitan y laminan el flanco oriental del sinclinal del Tiñoso. Origina una esquistosidad

de fracturación espacio centimétrico en las calizas cretácicas y una mineralización de óxidos de Fe en las areniscas wealdenses, ambos fenómenos observados en el arroyo de la Peña. Posee, por consiguiente, una historia también compleja. En la cartografía, los efectos más destacados son el desplazamiento dextrógiro del cabalgamiento de Valdecureña y la compartimentación de la cuenca neógena, como se describirá más adelante.

2.1.5. Otros sistemas de fallas

Los sistemas de fallas más representativos de la Hoja son:

— Sistema NNE-SSO, cuya expresión más destacada es el sistema de Fuensaúco. Otras áreas donde se manifiesta son: Velilla de la Sierra, Peña Redonda, anticlinal del Picazo (el río Duero secciona el pliegue a favor de ellas) y Aldealpozo.

— Sistema ONO-ESE, paralelo a la falla de Soria en su trazado oriental, constituye uno de los límites de la cuenca neógena al S de Omeñaca y de la existencia en Renieblas.

— Sistema O-E, bien representado en la mitad septentrional, forma el borde meridional del Neógeno de Numancia-Tartajo. También limita por el Sur los afloramientos wealdenses del sinclinal de Calderuela.

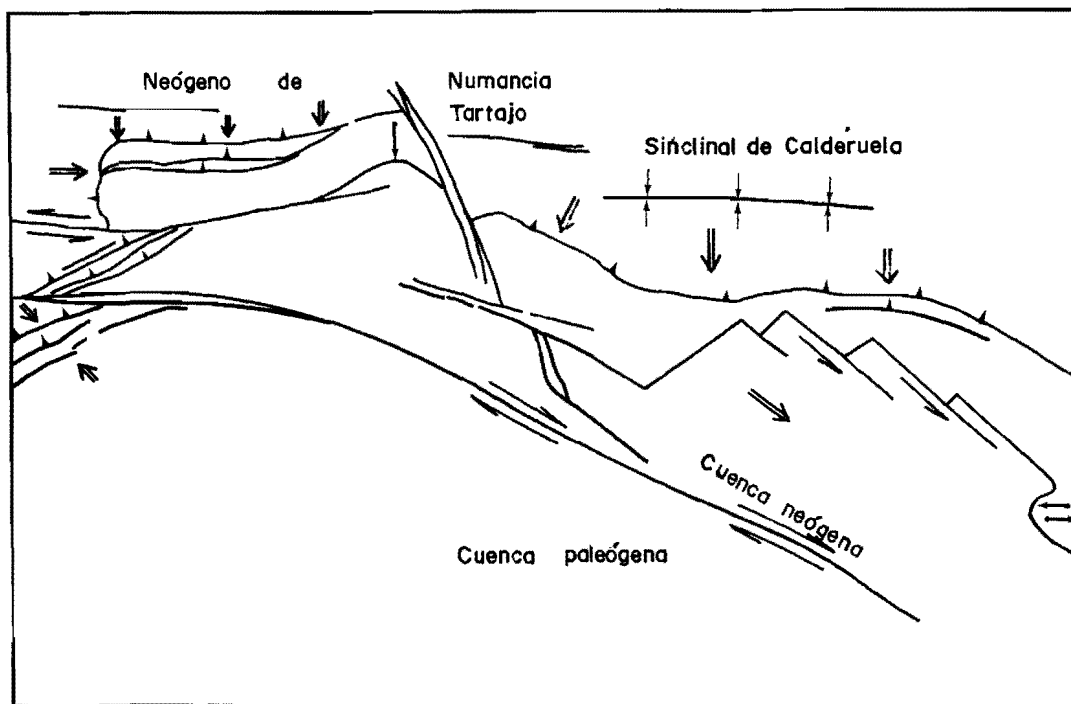
2.1.6. Estructura del Alto del Santo

Por el área centro-occidental, penetra en la Hoja, la terminación oriental de la Sierra de Cabrejas, que tiene su expresión en la potente acumulación de calizas del Alto del Santo. La estructura consiste en una serie de pliegues y escamas de directriz NO-SE que superponen el Cretácico superior sobre el Paleógeno de la cuenca de Almazán.

2.1.7. Estructura de las cuencas terciarias

El Paleógeno, que ocupa toda la parte centro-meridional, aparece estructurado en una serie de anticlinales y sinclinales concéntricos, de amplitud hectométrica, con una directriz OSO-ENE en el O, progresivamente reorientada a la ibérica NO-SE en la parte oriental. Sobresaliendo en el área central los dos anticlinales cretácicos de Santa Ana y Picazo, grandes pliegues de escala kilométrica (concéntrico y redondeado el primero y más agudo el de Picazo), generados por un mecanismo de flexo-deslizamiento dada su geometría isopaca y las estrías de deslizamiento capa sobre capa de los flancos.

La cuenca neógena puede estructurarse en dos mitades, la occidental entre Soria y el «sistema de Fuensaúco» y la oriental al E de esa localidad. Ambas son intramontañosas y se encuentran limitadas por fallas, pero es, sobre todo, en la oriental donde pueden establecerse dos sistemas: N 50-60° E y N 130-140° E (Fig. 6), que configuran una típica cuenca «pull apart» formada como consecuencia de un desgarre dextrógiro, compatible con el descrito para la falla de Soria. Un



ESCALA 1 : 200.000

- ⇒ Direcciones de movimientos tectónicos primarios
- ⇐ Direcciones de movimientos tectónicos secundarios
- / Pliegues con ejes verticales

Figura.- 6. Direcciones de movimientos tectónicos

esquema mostrando los movimientos de los diferentes bloques se muestra en la figura 6.

Por último destacar una tectónica cuaternaria, cuyos hechos más destacables son el levantamiento de Santa Ana, puesta de manifiesto por la morfología centrífuga de su red fluvial, y el hundimiento del bloque meridional de la falla de Soria, como ya se indicó anteriormente.

2.2. ANÁLISIS MICROESTRUCTURAL

Se han realizado observaciones y medidas de microestructuras frágiles (juntas estilolíticas y planos de falla con estrías) en cuatro estaciones situadas en la mitad Norte de la Hoja. Una de ellas está en calizas jurásicas, cerca de la localidad de Calderuela, y las otras tres en calizas del Cretácico superior de los anticlinales próximos a la ciudad de Soria. A partir del análisis de las poblaciones de microfallas, mediante el método de ETCHECOPAR *et al.* (1.981) y el diagrama y-R de SIMÓN GÓMEZ (1.986), se han interpretado elipsoides de paleoesfuerzos que posteriormente tratarán de relacionarse con las macroestructuras observadas.

En la *estación 1* (coordenadas UTM:30TWM645263) se han obtenido medidas de 42 microfallas que presentan orientaciones dominantes E y ESE y estrías de fuerte componente direccional; también aparece un grupo de fallas normales con dirección N-S a NO-SE. La solución óptima encontrada al analizar la estación mediante el método de Etchecopar explicar 26 de las fallas. Se trata de un elipsoide con O_1 horizontal en dirección 014, un O_2 vertical (compresión en régimen de desgarre) y un valor de la relación de esfuerzos $R = (O_3 - O_2)/(O_1 - O_2) = 0,9$. El diagrama y-R obtenido sugiere la posibilidad de otra compresión en dirección 150, que resultaría más adecuada para la rotura de la roca, según la mayoría de los planos de falla observados, pero que no parece tener un registro tan importante en las estrías medidas.

La *estación 2* (Sierra de La Pica, 30TWM462235) incluye 26 fallas de dirección preferente E-O con predominio de componente inversa. Se han obtenido dos elipsoides, cada uno de los cuales explica una parte de los movimientos: (a) Un elipsoide con orientación de O_1 :124,31 N; O_2 :004,34 S; O_3 :059,35 N, y valor de $R = 0,45$. (b) Un segundo elipsoide con O_1 :028,44 N; O_2 :117,2 E; O_3 :036,44 O, y relación $R = 0,0$. Los dos elipsoides hallados tienen dos de sus ejes contenidos en el plano de estratificación, bastante inclinado hacia el N, y el tercero (O_2 en ambos casos) perpendicular. Ello sugiere que la fracturación en esta localidad se habría producido como consecuencia de dos episodios compresivos en régimen de desgarre que habrían actuado antes del plegamiento de las capas, y cuyas direcciones de compresión (145 y 020, respectivamente) pueden inferirse abatiendo la estratificación a la horizontal. De todos modos, la segunda de estas direcciones de compresión resulta compatible con la orientación del plegamiento en esa zona.

La *estación 3* (Sierra del Picazo, 30TWM462235) está situada en el flanco Norte del anticlinal ENE del Picazo, con una estratificación orientada 048,78 N. Se ha detectado una familia de picos estilolíticos subhorizontales SSE, originados con toda probabilidad después del plegamiento de las capas, aunque compatibles con la dirección de éste.

La *estación 4* (30TWM400215) se encuentra al N de la estructura del Alto del Santo, con una estratificación 055,52 N. Se han medido algunos picos estilolíticos horizontales, cuyas direcciones oscilan entre ESE y SE, y 30 microfallas con dos trazas dominantes: NE y NO. A partir de éstas

se infiere un elipsoide principal con O_1 horizontal según 113, O_2 vertical (régimen de desgarre) y $R = 0,2$. Este sería compatible con los picos estilolíticos y habría actuado en una etapa posterior al plegamiento.

2.3. EDAD DE LA DEFORMACIÓN E INTERPRETACIÓN TECTÓNICA

Algunas de las estructuras presentes en los materiales mesozoicos de la Hoja, y en concreto el sinclinal de Calderuela, pueden atribuirse en parte a la tectónica sinsedimentaria del Cretácico inferior. Esta tuvo gran importancia en la estructuración de la cuenca wealdense de los Cameros, la cual, según GUIRAUD y SEGURET (1.986), está regida por una tectónica transtensiva que produce el movimiento de fallas normales de zócalo con dirección NO-SE.

El resto de las deformaciones observadas en la Hoja pueden considerarse incluidas en la orogenia alpina s.st. Los pliegues que afectan al Cretácico y Paleógeno tienen dirección ibérica en la parte oriental de la Hoja, mientras hacia el centro se hacen E-O y al O se orientan NE-SO. No debe descartarse una cierta simultaneidad en el desarrollo de todas estas direcciones de estructuras; el arco que describen pueden reflejar una adaptación a la estructura preexistente definida por los límites de la cuenca cretácica, controlada ésta, a su vez, por fracturas de zócalo. No obstante, los datos procedentes de Hojas vecinas sugieren que los pliegues E a ESE tienden a ser regionalmente más tardíos, ya que son los únicos que afectan a depósitos neógenos.

Las direcciones de compresión compatibles con los pliegues y cabalgamientos se encuentran también reflejados a escala microestructural, aunque sus relaciones cronológicas muestran una cierta complejidad. Los resultados microestructurales indican la existencia de una dirección de compresión en el cuadrante SE (entre ESE y SSE), que parece anterior a otra N o NNE y al plegamiento E-O. No obstante, no es seguro que puedan atribuirse a tal etapa temprana de plegamiento las macroestructuras NE-SO presentes en la Hoja, cuya relación genética con las microestructuras no resulta evidente. De hecho, la dirección de compresión SE a SSE, longitudinal a la directriz de la Cordillera Ibérica, ha sido citada tanto en el Paleógeno temprano (ÁLVARO, 1.975; CAPOTE *et al.*, 1.982) como en el Mioceno (SIMÓN y PARICIO, 1.988). Cabe la posibilidad de que dicha compresión llegue a coexistir o alternar con la compresión principal NE (ALFARO, 1.987). Por su parte, la compresión N a NNE, compatible con el plegamiento de dirección E-O, aparece en todo el ámbito de la cuenca de Almazán, y es correlacionable con la citada en áreas relativamente próximas como el borde N de Cameros (CASAS, 1.987) y el sector occidental de la depresión del Ebro (GRACIA y SIMÓN, 1.986). En ambas áreas aparece con una edad intramiocena inferior.

Aunque no han sido hallados acerca de movimientos tectónicos neógenos de signo distensivo, suponemos que el régimen de esfuerzos distensivo sustituye a la compresión NNE a partir del Mioceno medio, aproximadamente, a través de un tránsito gradual con intercambio de los ejes O_1 y O_2 , fenómeno que parece ser la tónica común en todo el cuadrante NE de la Península (SIMÓN, 1.986).

3. GEOMORFOLOGÍA

Esta Hoja se localiza geográficamente entre las Sierras de Urbión y Cabollera al N, y Moncayo al E, formando parte en casi su totalidad de la cuenca del río Duero, que la atraviesa de N a S por su extremo occidental. Atendiendo a la distribución de su relieve, debemos destacar los siguientes puntos.

— La mayor parte de él se encuentra por encima de los 1.000 m, siendo sus partes más elevadas las estribaciones meridionales de la Sierra del Almuerzo (más de 1.400 m), en el extremo NE, y su punto más bajo la salida del río Duero (a unos 975 m) por su borde S.

— En cuanto a la distribución de este relieve se pueden distinguir tres zonas:

a) Zona occidental en donde el Duero se encaja fundamentalmente en los relieves mesozoicos, estando controlado dicho encajamiento por el sistema de fracturas.

b) Zona central y suoriental, con relieve más suave y elaborado principalmente en las series paleógenas plegadas según dirección E-O, sobre las que se destacan relieves de tipo *Inselberg* constituidos por materiales mesozoicos.

c) Zona nororiental, donde aparecen las estribaciones meridionales de la Sierra del Almuerzo que separa los sistemas de drenaje del Duero y del Ebro.

— El tramo del río Duero que atraviesa la Hoja presenta un perfil longitudinal con pendiente media del 1%. Sin embargo, ésta aumenta una vez que el río sale de la zona de los escarpes. Entonces la pendiente del perfil se aproxima al 3% y el sistema de terrazas aparece muy desarrollado.

Desde el punto de vista morfoestructural es de destacar el importante accidente tectónico que ha controlado, incluso durante el Cuaternario, la evolución morfológica general. Nos referimos a la «falla de Soria» sistema de fracturas, cuya dirección y funcionamiento varía según el lugar considerado. Hasta las proximidades de la ciudad de Soria la dirección de este accidente estructural es NE-SO pero, a medida que nos desplazamos hacia el E, la dirección se hace E-O para, posteriormente, tomar rumbo SE. El estudio detallado de su papel geomorfológico se discutirá posteriormente.

Seguidamente se describirán los relieves residuales pre-cuaternarios para seguidamente pasar a analizar la morfología cuaternaria.

3.1. RELIEVES RESIDUALES (PRECUATERNARIOS)

3.1.1. Relieves residuales tipo *Inselberg*

Entre los 1.100 y 1.170 m se localizan una serie de replanos que hacen de divisoria entre los arroyos que van hacia el S (arroyo del Molino, afluentes del Rituerto por su margen derecha) y el río Monigón que corre hacia el O por el borde N de la Hoja. Por encima de estos replanos se

destaca un conjunto de montes-isla elaborados sobre el Mesozoico carbonático (series jurásicas y cretácicas) cuyas cimas sobrepasan los 1.200 m (cerro de Santa Ana, 1.266 m; Tiñoso, 1.233 m; Sierra de La Pica, 1.279 m; etc.). La forma de estos relieves es alargada y unas veces aparecen definidos por estructuras anticlinales, lo que nos indica su relativa juventud, mientras que otras se corresponden con capas en flancos de pliegues de gran radio.

Estudiando la situación de la zona de ruptura de pendiente o *knick* se destacan los siguientes hechos:

— Las rupturas de pendiente más elevadas coinciden con las zonas de exhumación de plataformas fosilizadas bajo sedimentos detríticos de posible edad Finineógena o Pleistocena (?), como se indicará en seguida (borde S de la Sierra de La Pica, a 1.170 m).

— Cuando no aparecen estos depósitos neógenos y el zócalo mesozoico queda al descubierto, a partir de los 1.100-1.120 m, se localizan restos de importantes pedimentos en los que aparecen procesos kársticos. Es decir, hay una pedimentación generalizada fosilizada por los materiales mencionados en el apartado anterior.

— Posteriormente a la pedimentación fósil existe un sistema complejo de pedimentos más recientes que cortan a los antiguos pedimentos exhumados y que está relacionado con la red fluvial actual, siendo su desarrollo más reducido.

Todos estos hechos nos permiten decir:

— Que el desarrollo de los montes-isla en la zona es anterior al Plio-Pleistoceno, pues sus pedimentos asociados han estado, y están, fosilizados por dichos depósitos.

— Que existe un proceso de karstificación asociado con antiguos pedimentos, o es inmediatamente posterior y, en todo caso, está fosilizado por la cobertura plio-pleistocena.

— Los procesos erosivos actuales están exhumando, por tanto, un relieve fósil.

Debido a la fuerte tectónica que afecta a las series paleógenas no sabemos si la época de pedimentación generalizada ha sido únicamente post-Paleógena o si estas series ya se apoyan también sobre pedimentos todavía más antiguos.

3.1.2. Plataformas prefluviales

3.1.2.1. Superficies exhumadas. Estudio del paleokarst

En la mitad septentrional de la Hoja se reconocen los restos de una antigua superficie de erosión de tipo pediplano que, en conjunto, muestra una suave inclinación desde el extremo oriental (a 1.140 m) al occidental de la Hoja (a 1.090 m junto a Numancia). Como se ha señalado anteriormente, la karstificación que lleva asociada se encuentra sellada en muchos lugares por la unidad neógena de bloques principalmente de areniscas (Formación Numancia).

El paleokarst se desarrolla sobre carbonatos del Jurásico y del Cretácico. En las zonas donde aquél aparece en superficie, por exhumación o seccionado verticalmente (trincheras), se pueden reconocer rasgos kársticos de primer orden (escala mayor) entre las que predominan: *a)* dolinas suaves, *b)* tubos kársticos subverticales de 0,1 a 2 m de diámetro y con profundidades de hasta 4-5 m rellenos por materiales rojizos que se describirán posteriormente, y *c)* cavernas colapsadas en las que difícilmente se distinguen sus contornos primitivos, aunque se aprecia un relleno caótico de bloques con restos espeleotémicos entre ellos. Los rasgos de orden menor se superponen a los anteriores y son principalmente los de tipos *Karren* o lapiaz (*Rillenkarren*, *Rinnenkarren*) y algunas *Kamenitzas* (según M. M. SWEETING, 1.972).

El relleno de las cavidades kársticas está integrado *a)*, por una fase alóctona rojiza de arcillas, limos y arenas y, localmente, gravas y cantos de cuarzo y cuarcitas y *b)*, por una fase autóctona espeleotémica. La primera se encuentra más o menos cementada por carbonato, pudiendo reconocerse muchas veces masas botroidales de hasta más de 20 cm de eje mayor formadas por esferulitos de algunos centímetros de diámetro. La estructura interna de éstos está formada por cristales calcíticos aciculares radiales, que engloban poiquilíticamente los elementos alóctonos. En algún caso se ha observado que el material de relleno alóctono presenta estructuras de corriente con laminaciones paralela y ondulada debida a ripples, lo que prueba la existencia de flujos a lo largo de los conductos.

La fase autóctona está constituida, principalmente, por una corteza esparítica que tapiza las paredes de grietas y cavidades. Su grosor varía desde 1-2 mm a más de 10 cm. Suele ser laminada, en cuyo caso las láminas claras están formadas por cristales alargados dispuestos perpendicularmente a las paredes, mientras que las láminas verdosas o rojizas suelen estar formadas por un mosaico de cristales calcíticos más equidimensionales. Sobre esta corteza calcítica se desarrollan microformas espeleotémicas típicas.

Por la relación establecida entre el Karts y las series posteriores, podemos asegurar que éste es anterior, como mínimo, al Mioceno superior.

3.1.2.2. *La Formación de bloques (Formación Numancia)*

Como ya se ha indicado, entre los 1.100 y 1.200 m aparecen los restos de una cobertera detrítica con tamaños de grano que van desde los bloques (centil 1,5 m) hasta la fracción limo y arcilla. Tanto los bloques como los cantos son fundamentalmente de areniscas (procedentes del Weald), cuarcitas, cuarzos y liditas, en orden decreciente en abundancia.

Esta formación está constituida por dos tipos de facies.

a) Lutitas arenosas de color rojo (10 R/8); son masivas, en ocasiones muy arenosas y, a veces, presentan rasgos de hidromorfismo.

b) Conglomerados soportados por una matriz areno-arcillosa de aspecto semejante a la facies anterior. Los cantos son fundamentalmente de areniscas del Weald, con un centil que puede alcanzar los 1,5 m.

Los dos tipos de facies, a) y b), aparecen asociadas y los límites de capas son difusos. Estas características indican que el mecanismo de transporte correspondiente a estas facies es por corrientes de flujos en masa dentro del marco de abanicos aluviales enraizados en los relieves cretácicos septentrionales. En algún caso se ha podido comprobar que sus zonas de salida de los frentes de sierra coinciden con las cabeceras de los ríos actuales (por ejemplo, caso del río Monigón). Es un hecho comprobado por varios autores que han trabajado en la meseta que muchas de las cabeceras de los valles fluviales actuales no son otra cosa que la exhumación de antiguos paleovalles, los cuales estuvieron cubiertos por abanicos neógenos (MARTÍN SERRANO, A. 1.985).

3.2. LA MORFOGÉNESIS CUATERNARIA

3.2.1. El sistema de drenaje

El sistema de drenaje del Duero se encaja a partir de la superficie de los abanicos neógenos; es decir, a partir de los 1.120-1.130 m. Según F. HERNÁNDEZ PACHECO (1.927) la actual flexión hacia el S, que el Duero hace en las proximidades de Garra, es debida a un proceso de captura. El cauce actual de este río en la Hoja se encuentra entre los 1.010 m y los 975 m aproximadamente, lo que implica un encajamiento de unos 120-130 m.

Tanto el número de niveles de terraza como su desarrollo dependen del tramo de río considerado. En ambos casos es en el borde S y SO donde éstos aparecen mejor conservados. Hemos encontrado al menos 8 niveles, estando el más bajo a unos 5 m y el más alto a 120-130 m. La actual llanura aluvial se sitúa a unos 2 m de sobre el nivel las aguas medias.

Desde el punto de vista morfológico, en el valle del Duero podemos distinguir tres tramos:

— Tramo N, en donde el río presenta dirección dominante hacia el E. El valle es asimétrico con escarpe en su borde S, encontrándose restos de terrazas a 1.050 m. Al menos durante el Pleistoceno medio-superior el cauce ha ido desplazándose progresivamente hacia el S.

— Tramo medio, que comienza en la flexura de Garra y llega hasta pasado el embalse de Los Rábanos. El río corre en dirección N-S atravesando en las estructuras del zócalo mesozoico y encajándose en las zonas de fractura, originando que su trayectoria sufra algunas desviaciones de poca importancia, es decir el río se ha sobrepuesto, por encajamiento, a las estructuras del zócalo. Aquí las terrazas más altas se sitúan hacia los 120 m.

— Tramo S, en el que aparece mejor desarrollado el sistema de terrazas. En la margen derecha las más altas se localizan a 130 m, mientras que en la izquierda no suelen sobrepasar los 50-60 m, es decir, son terrazas del Pleistoceno medio y superior.

La cuenca de drenaje del río Rituerto, al SE de la Hoja, está erosionando a este sistema complejo de terrazas, originando un proceso de capturas muy importante en esta zona. Una parte de los arroyos que iban hacia el O para desaguar al Duero, han sido capturados recientemente por la erosión remontante de los arroyos que desaguan hacia el S. Dentro de esa cuenca de drenaje

(área de Candilichera-Cabrejas del Campo) los valles son amplios con suaves interfluvios y presentan un relleno arenoso relacionado con la erosión de las laderas.

Precisamente en una etapa precaptura y en relación con el nivel de terrazas de los 1.000 m, tiene lugar el desarrollo de abanicos aluviales que originan el depósito de la unidad siliciclástico-carbonatada de Almenar. Ésta se sitúa en el ángulo suroccidental de la Hoja. Tal vez el desarrollo de áreas encharcadas, correspondientes a esta unidad, está influido por el confinamiento local en la zona durante un período cuaternario, previo a la apertura originada por las capturas asociadas al Rituerto. La descripción e interpretación, de esta unidad, se ha realizado anteriormente.

Por otra parte, a medida que la red de drenaje cuaternaria se ha ido encajando, el proceso de disolución kárstica ha seguido actuando, pero su importancia morfológica no puede compararse con el papel que tuvo la paleokarstificación fosilizada por los materiales neógenos.

3.2.2. La Neotectónica

Una vez depositada la formación plio-pleistocena de bloques, ésta ha sufrido un conjunto de deformaciones que se manifiestan por basculamientos y ondulaciones de amplio radio como se puede comprobar, sobre todo, en los bordes NO y SO de la Hoja. En el borde NO la base de esta formación aparece desnivelada, encontrándose a unos 1.100 m al E de Soria, mientras que en las ruinas de Numancia se sitúa hacia los 1.070 m. En el borde SO dicha base aparece suavemente deformada, conservándose los restos de la formación de bloques dispuestos discordantemente sobre las series terciarias anteriores, como puede comprobarse en las proximidades de Los Rábanos.

Por otro lado, los restos de los pedimentos que rodean a los cerros de Santa Ana y El Picazo, al S de Soria, presentan en conjunto un ligero basculamiento hacia el E.

Estudiando la distribución de la red de drenaje en la Hoja, se observa una divisoria de aguas secundaria que separa la cuenca del río Monigón, al N, y las cuencas del arroyo del Molino y del Rituerto, al S. En esta divisoria se localizan algunos de los montes-isla (Sierra de La Pica, Cencejo), así como restos de sedimentos exhumados. En su conjunto, la divisoria desciende suavemente desde el E hacia el O.

Los arroyos que se dirigen hacia el S presentan dos hechos morfológicos importantes:

— Sus valles son asimétricos, presentando el escarpe abrupto en su margen izquierda (oriental) inmediatamente antes de llegar a la zona de fracturación señalada anteriormente y que aquí presenta una dirección NO-SE.

— Alguno de ellos, una vez pasada la zona de fractura, o incluso en dicha zona, originan depósitos de abanicos aluviales cuya forma se conserva en la actualidad (véase descripción de la unidad de Almenar).

Estos hechos los interpretamos como consecuencia de que la tectónica ha actuado durante el Cuaternario, originando un desplazamiento progresivo de los arroyos hacia el E, así como el

desarrollo de los abanicos aluviales en el sector centro-oriental de la Hoja. Esto nos hace suponer que la zona de cizalla NO-SE ha sido activa al menos hasta el Pleistoceno medio, pues estos abanicos están relacionados con terrazas medias y bajas. Asimismo, el funcionamiento de esta zona de fractura durante el Pleistoceno ha sido una de las causas que explican los procesos de captura señalados en las zonas centrales y meridionales de la Hoja.

3.3. RESUMEN GENERAL. INTERPRETACIÓN DE LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE

Como conclusión, el relieve de la Hoja de Soria es consecuencia de dos factores fundamentales: a) la actividad tectónica que se ha mantenido por lo menos hasta bien entrado el Cuaternario, y b) la exhumación, actualmente en curso, de un paleorrelieve que había sido cubierto por los abanicos neógenos. Las características más importantes del antiguo paleorrelieve son, por un lado el desarrollo de montes-isla asociados a una extensa pedimentación y, por otro lado, el desarrollo de procesos de karstificación importantes. La actividad tectónica posterior ha basculado los depósitos neógenos, originando escarpes de falla, cuyos restos aparecen al N de la gran falla de Soria.

El basculamiento hacia el N y NO del bloque levantado se manifiesta claramente al N de Garray y al pie de las ruinas de Numancia y puede ser el origen de la cuenca del Río Monigón que podría corresponderse (¿) con la existencia de una fosa tectónica asimétrica a lo largo de la franja septentrional de la Hoja.

4. HISTORIA GEOLÓGICA

Este capítulo es una aproximación a la evolución sedimentaria y paleogeográfica del área estudiada. Dichas sean las limitaciones de una descripción breve, que pretenda relatar una historia que abarca un período tan largo, desde el Triás hasta la actualidad. Por otro lado y dado que los fenómenos poseen carácter regional, no nos ceñiremos al marco concreto de la Hoja para su descripción.

Al final del período Triásico, después de la creación de un *graben* complejo (ÁLVARO *et al.*, 1.978), en todo el ámbito de la Cordillera Ibérica, que se rellena con los depósitos del Buntsandstein y se uniformiza con el Muschelkalk, se instalan en el ámbito de la Cordillera Ibérica, una serie de «lagoons» hipersalinos que originan el depósito de las Facies Keuper. El ciclo regresivo que representan las Facies Keuper, culmina con la instalación paulatina y preparación de una gran plataforma carbonatada que se inicia a partir de la Formación Dolomías tableadas de Imón, y parte de la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña. Estas formaciones representan, aunque a impulsos, la preparación de la cuenca a la transgresión jurásica.

El Jurásico inferior, caracterizado en la región por las formaciones de «Carniolas de Cortes de Tajuña» y «Alternancias de dolomías y calizas» de Cuevas Labradas, comienza con la aparición paulatina de una extensa plataforma carbonatada, constituida básicamente a partir de una subsidencia, que viene generada por unos movimientos de flexura. La subsidencia de la plataforma

es compensada por una elevada tasa de producción de carbonatos, que junto a esporádicos aportes silicoclásticos por la proximidad del continente, mantienen a la plataforma dentro de ambientes someros de media y alta energía, que son perdurables hasta el Lías medio (parte superior de la formación Cuevas Labradas).

El Liásico medio culmina con la instalación de un *lagoon* extenso, cerrado y protegido del mar abierto por barreras bioclásticas, que a su vez hacen de frente. Este período viene representado en la Hoja por las formaciones de «margas grises» del Cerro del Pez y «calizas bioclásticas» de Barahona.

A finales del Liásico medio y comienzos del Liásico superior la cuenca jurásica vuelve a adquirir un carácter subsidente, producido en parte por la fragmentación de la plataforma y, por consiguiente, la aparición de facies carbonáticas de mar abierto (Formación «Alternancias de calizas y margas» de Turmiel). Estas condiciones se generalizan durante el Dogger. En este período, vuelve aparecer otra elevada tasa de producción de carbonatos, representada por la Formación Carbonatada de Chelva, escasamente representada en la Hoja (Aaleniense-Bajociense), pero de interés paleogeográfico importante para estas latitudes de la Cordillera Ibérica. Con estos depósitos termina, al menos, la sedimentación carbonática del Jurásico y comienza el ciclo erosivo del Cretácico inferior.

La finalización del ciclo Jurásico se caracteriza por la aparición en la Cordillera Ibérica de una fuerte reactivación que configura a ésta en un conjunto de «Horst» y «Graben», controlados por las fracturas posthercínicas. Los materiales continentales de edad Jurásico superior-Cretácico inferior que afloran en la Hoja, pertenecen a las denominadas Facies Weald de la Sierra de Cameros. Del estudio de éstos y de sus relaciones estratigráficas es posible diferenciar dos episodios sedimentarios diferenciados y separados por una discontinuidad, identificable en campo, entre otros criterios posibles, por un cambio brusco en la litología, y en su medio de depósito.

El primer episodio comprende a la serie lutítica y al conjunto carbonatado. Después del depósito de la última unidad marina del Jurásico se produce una interrupción sedimentaria puesta de manifiesto por la superficie ferruginizada y karstificada, que constituye la base del episodio. Tras la emersión y reestructuración de la cuenca tiene lugar la instalación en esta región de una amplia llanura lutítica, posiblemente ligada a las partes distales de un sistema aluvial. En éste son frecuentes la presencia de zonas encharcadas y ampliamente colonizadas por vegetación, con la formación de suelos y de niveles calcáreos asociados.

La sucesión anterior se ve bruscamente interrumpida con la llegada de los materiales pertenecientes al ciclo siguiente, que supone una cierta reactivación de los relieves del área madre, y que se traduce en el depósito de lechos conglomeráticos y arenosos pertenecientes a un sistema aluvial jerarquizado y que se encuentra incompleto en su representación evolutiva dentro del área de estudio.

Sobre los materiales wealdenses, aparecen los también de carácter continental y siliciclásticos, de la Formación Utrillas. Ambas —Weald y Utrillas— actúan de reguladores y uniformizadores del paleorrelieve preexistente.

La sedimentación de la Formación Utrillas culmina con la elevación progresiva y relativa del nivel del mar que marca el inicio de un gran «Ciclo transgresivo-regresivo» correspondiente a los términos carbonatados del Cretácico superior. Al mismo tiempo que se produce esta subida del nivel del mar tiene lugar una subsidencia controlada que se extiende a todo el ámbito de la Cordillera Ibérica.

La etapa inicial del ciclo transgresivo, corresponde a la *secuencia deposicional del Cenomaniense* que está constituida por las formaciones de Santa María de las Hoyas y Nuévalos. Esta secuencia comienza con el depósito de la Formación Utrillas y durante su desarrollo tiene lugar la instalación de una plataforma carbonatada, pasando por un primer estadio de llanura mareal mixta (Santa María de las Hoyas) y posteriormente por la instalación de una plataforma submareal protegida (Nuévalos). El desarrollo de este ciclo tiene su origen en una subida eustática que provoca el avance transgresivo que lo caracteriza. También hay que señalar la importancia de las tormentas, puestas de manifiesto en los niveles de tempestitas, en el control o en el inicio de los episodios transgresivos.

La secuencia deposicional Cenomaniense superior-Turonense inferior, se desarrolla sobre el *hard-ground* (superficie endurecida), de techo de la unidad infrayacente (Nuévalos). Incluye a las Formaciones de Pico Frentes (Monterde) y de Muñecas (Jaraga). Su límite superior lo marca la discontinuidad de techo de Formación Muñecas que representa el intervalo Turoniense superior-Coniaciense inferior. Corresponde en su base a un máximo transgresivo, representado por las facies más extensas de la Formación Pico Frentes, que a su vez puede estar dividido en dos impulsos separados por una discontinuidad, visible en otras regiones más al Sur, aunque no se ha podido identificar claramente en ésta.

Sobre los depósitos de plataforma abierta (margas de Pico Frentes), se sitúan los depósitos de plataforma interna (calizas bioclásticas de Muñecas) que marcan la progradación de la plataforma. En su conjunto constituye una megasecuencia de somerización controlada por eustatismo positivo en su base y una lenta caída del mismo hacia techo.

La secuencia deposicional del Senoniense, desarrolla sobre la discontinuidad de techo de la Formación Muñecas, incluye las formaciones del pantano de la Tranquera, Hontoria del Pinar, Burgo de Osma, Santo Domingo de Silos y Sierra de La Pica, y su límite superior lo constituye, regionalmente, la discordancia de base del Paleógeno. Se inicia con la instalación de una plataforma carbonatada, que en principio es de características restringidas (Formación pantano de la Tranquera), sobre la que se deja sentir el avance transgresivo del Santoniense superior (Formación Hontoria del Pinar). Las facies de relleno de lagoon primero (Formación Burgo de Osma) y de plataforma marginal-sebhja después (Formación Santo Domingo de Silos) marcan el episodio regresivo que culmina con las facies lacustrepalustres de lagunas costeras (Formación Sierra de La Pica) y dan paso a los depósitos continentales.

Esta secuencia deposicional, de evolución transgresivo-regresiva, muestra claramente un control eustático, aunque en sus estadios finales se deja sentir la influencia tectónica positiva.

La aparición del *Ciclo Terciario* se caracteriza por una fuerte reactivación tectónica, que tiene lugar a finales del Cretácico superior a todo lo largo de la Cordillera Ibérica. Ésta pasó de ser un

surco sedimentario complejo con subsidencia en régimen extensional, a configurarse como un área emergida y sometida a compresión, que dio lugar a pliegues y cabalgamientos. Estas deformaciones, producto de numerosas fases de compresión, configuran la sedimentación continental entre el Paleoceno y el Mioceno inferior, en cubetas individualizadas que se rellenan por depósitos clásticos de origen continental (cuenca de Almazán).

Durante este período, la evolución del área, condiciona la sedimentación, de tal manera, que cada impulso tectónico ocasiona la aparición de una nueva facies, y da lugar a una sucesión de unidades tectosedimentarias (UTS).

Durante el Paleógeno se originan la primera y segunda unidad, sintectónicas con la compresión Pirenaica. Estas unidades se encuentran representadas en la Hoja por todo el conjunto paleógeno situado al S de la falla de Soria.

Hasta el Mioceno inferior, se producen en la cuenca reactivaciones y diastrofismos que dan lugar a formaciones conglomeráticas bien representadas en Hojas, situadas más al SE, y en ésta a la Formación San Saturio. A partir de este período comienzan a instalarse nuevas condiciones, de carácter netamente distensivo, que dan paso a otra cuenca sedimentaria que empieza a rellenarse por materiales de edad neógena. En su inicio estas condiciones son paulatinas y supuestamente deceleradas, dando lugar a depósitos de abanicos que afloran al N de la falla de Soria.

Durante el Mioceno medio y superior, el factor tectónico juega un papel más atenuado, por lo que habría que recurrir a factores de índole climática, que ocasionan movimientos eustáticos. Hecho que explicaría en gran medida las colmataciones y reactivaciones que se producen en las cuencas neógenas, representadas por cambios secuenciales en la sedimentación. Estos son visibles en el ámbito de la zona de estudio, mediante tránsitos bruscos en la granulometría y litología.

Durante el Plioceno, se mantienen idénticas condiciones paleogeográficas, si bien existe un ligero aumento en la actividad tectónica (siempre de carácter distensivo), que se refleja con la aparición de la Formación Numancia.

Posteriormente, durante el Neógeno terminal y Cuaternario, tienen lugar las etapas morfogenéticas descritas en el capítulo de Geomorfología.

5. GEOLOGÍA ECONÓMICA

5.1. MINERÍA Y CANTERAS

No existe en la Hoja actualmente explotación minera alguna. Hay algunos indicios que en el pasado fueron objeto de cierta actividad, siempre mínima, de tipo casi testimonial. Entre ellos los filoncillos de baritina, existentes en la zona de fractura de la gran falla, que pone en contacto las calizas cretácicas con los conglomerados de S. Saturio, al NE de la ermita del mismo. En estos mismos conglomerados, al otro lado del Duero, existen pequeñas cantidades de pirolusita.

Asociados a la falla de la Fuente del Rey, existen también, en las areniscas rojas del Weald, pequeñas diseminaciones de azurita y malaquita de tan escasa entidad, que Clemente Saénz

(1.957) asegura que su producción total de cobre podría caber en el troquel de un medallón no muy grande. El mismo autor cita también la presencia de capas centimétricas de carbón entre las areniscas y arcillas del Weald.

Sí existe, por otro lado, en la actualidad, una actividad muy importante en cuanto a la explotación de canteras se refiere. Las calizas bioclásticas cretácicas, de las formaciones Hontoria del Pinar y Burgo de Osma, son objeto de una intensa explotación por la gran demanda de áridos que existe para la construcción y la excelente calidad de las mismas.

También se extrae actualmente una gran cantidad de gravas cuarcíticas en las terrazas del Duero, concretamente en los parajes de «El Verdugal» al S de Alconaba y al O de Garray.

5.2. HIDROGEOLOGÍA

La totalidad de la Hoja pertenece a la cuenca hidrográfica del río Duero, que discurre de N a S por la parte occidental. En dicho río se encuentra el embalse de los Rábanos, que con una capacidad de 8 hm³ apenas influye en el régimen natural del río.

Desde el punto de vista hidrogeológico hay que considerar que más de la mitad norte está ocupada por formaciones mesozoicas, con muy distintas características de permeabilidad, y el resto por materiales fundamentalmente paleógenos.

Dentro de los materiales mesozoicos, los únicos capaces de constituir acuíferos de importancia son los últimos tramos calcáreos del Cretácico superior y las formaciones del Jurásico inferior. Aunque la componente regional del flujo subterráneo tiene un sentido N-S (Fig. 7), es muy difícil establecer el funcionamiento de estos acuíferos dada la tectonización de los materiales, que dan origen a compartimentaciones y acuíferos independientes. Aunque no han sido estudiados hasta el momento, se puede decir que estos acuíferos, que se recargan con el agua de lluvia, son drenados fundamentalmente en los afloramientos a través de fracturas o en contacto con niveles inferiores impermeables, dando origen a manantiales, que normalmente tienen variaciones importantes dependiendo de los regímenes pluviométricos interanuales e incluso estacionales.

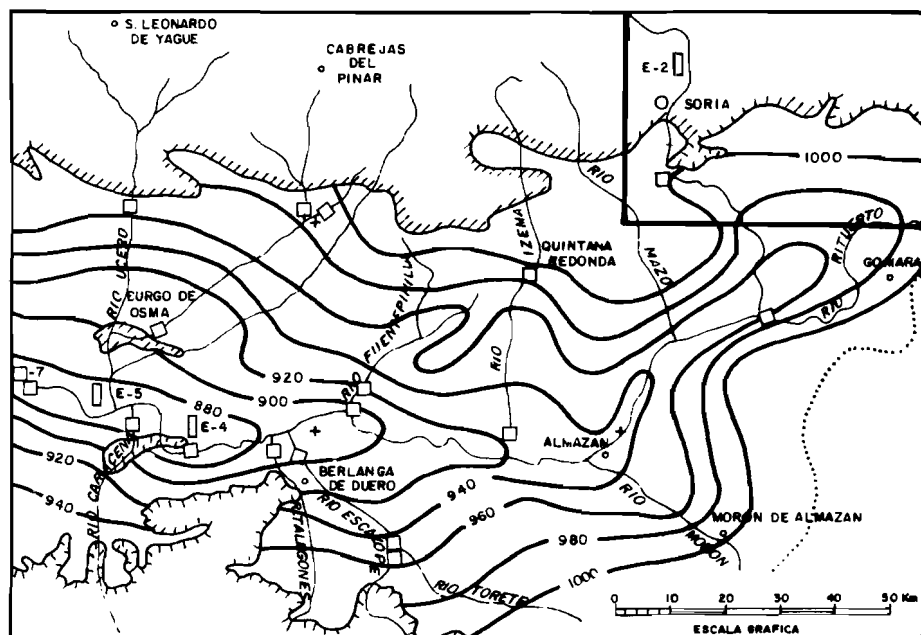
Los materiales terciarios de la zona Sur forman parte de una unidad acuífera denominada «Sistema número 88, Terciario de la Cubeta de Almazán» (Fig. 8). El acuífero lo constituyen las formaciones permeables de arenas, areniscas y conglomerados englobados en una matriz arcillo-arenosa, de naturaleza semipermeable.

El conjunto funciona a nivel regional como un acuífero único, cuyas características hidrogeológicas varían de acuerdo con la proporción de materiales permeables existentes. En la parte occidental las permeabilidades son mayores dado que hacia el Este aumenta el contenido de materiales arcillosos. Esto se refleja en los caudales de los sondeos inventariados que, por lo general, pueden alcanzar los 20 l/s en la parte occidental, mientras que en la oriental apenas llegan a 2-3 l/s. Igualmente se observa que en las zonas situadas más al Sur las características del acuífero son mejores, quizá por una mejor clasificación de los materiales permeables, al estar un poco más alejados del área madre que los que se encuentran en los bordes del mesozoico.

Las isopiezas trazadas para el acuífero terciario indican un flujo N-S, así como el aporte de agua subterránea de los materiales mesozoicos permeables de borde al terciario en contacto con él.

A parte de los manantiales ya mencionados y los que hay en el borde del mesozoico, existen otros dentro de las formaciones terciarias, cuando algunos niveles de areniscas o conglomerados afloran en el terreno teniendo una base impermeable. Estos manantiales dan caudales de mucha menor importancia que los originados en los materiales mesozoicos, con valores de sólo algunos litros por segundo.

Tanto los acuíferos mesozoicos como los terciarios apenas están explotados en la actualidad. Las aguas de ambos son de excelente calidad, tanto para el abastecimiento como para el regadío. Se trata de aguas bicarbonatadas cálcicas con escaso contenido en sales, como indica que los valores de la conductividad no superan los 500 microsiemens/cm, salvo en el ángulo suroriental de la Hoja, en la que tampoco son superiores a los 600 micros/cm.



— Límite de Cuenca Terciaria de Almazán

— Línea isopiezía en acuífero terciario (Cota en m.s.n.m.)

..... Divisaria Hidrográfica

— Río

□ Punta de Afaro (Red foranómica I.T.G.E.)

□ Punta de afaro (Red foranómica MOPU)

+ Límite de Hojas 1 : 50.000

Figura.-7. Esquema Hidrogeológico General

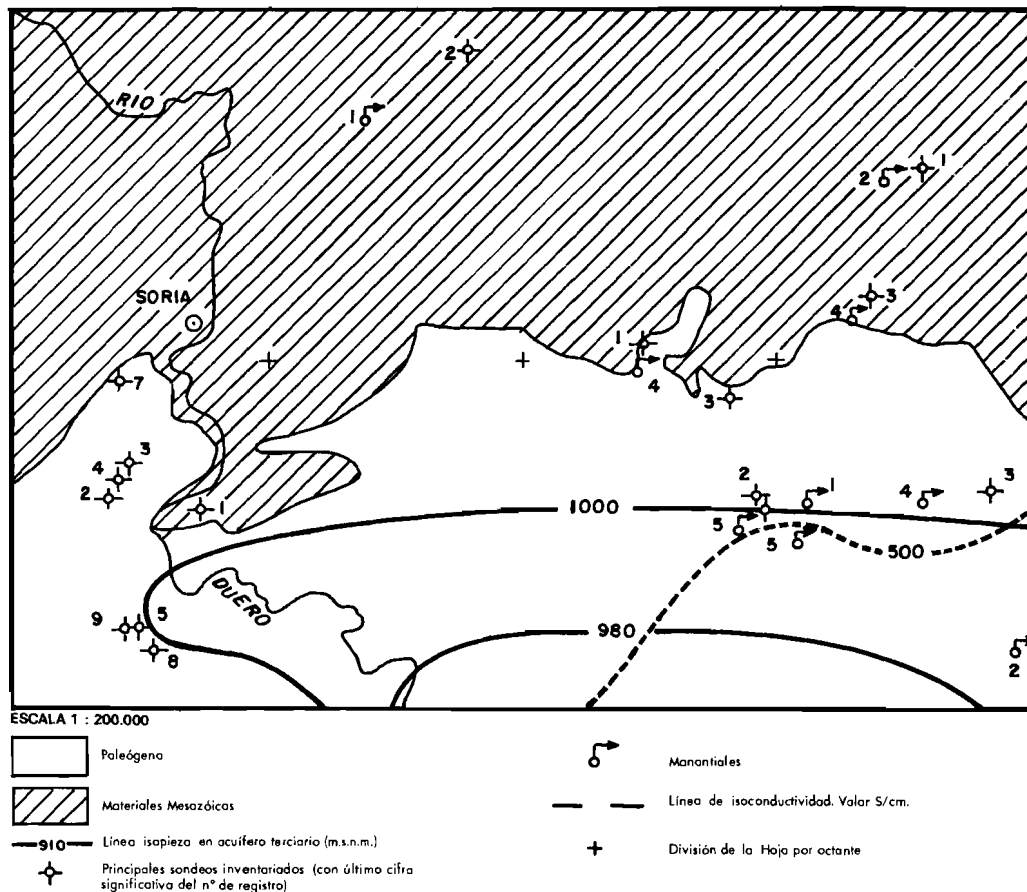


Figura.- 8. Esquema Hidrogeológico

6. BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M.; PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976): «Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española». *Trabajos de Neógeno y Cuaternario*, núm. 5, págs. 7-29.
- ALFARO, J. A. (1987): «Sobre la tectónica frágil y neotectónica del NE de la Sierra de Albarracín». *Tesis Lic. Univ. Zaragoza*, 120 págs.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MELÉNDEZ, A. (1982): «El Cretácico superior de Castilla Cameros in El Cretácico de España». *Univ. Complutense de Madrid*, págs. 387-456.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MAS, R.; MELÉNDEZ, A. (1983): «Evolution Paleogeographique des Plates-Formes de la Meseta Nord-Castillaine et de la Cordillère Ibérique (Espagne) aun Senonien». *Geologie Mediterranee*. t. 4, núms. 3-4, págs. 361-367.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M., MAS, R. y MELÉNDEZ, A. (1985): «Origine et evolution du detroit iberique au Crétace superieur». *Memoires Geologiques de l'Université de Dijon*, núm. 11, págs. 79-80.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MAS, R.; MELÉNDEZ, A.; MELÉNDEZ, N.; SALOMÓN, J.; VADOT, J. P. (1987): «Modalités de regression marine sur le detroit Ibérique (Espagne)». *Mem. Geol. Univ. Dijon*, núm. 11, págs. 91-102.
- ALONSO, A. y MAS, J. R. (1988): «La transgresión aptiense al Sur del Moncayo (límite de las provincias de Soria y Zaragoza)». *Congreso Geológico de España*, vol. 1.
- ÁLVARO, M. (1975): «Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (Borde del Sistema Central y de la Cordillera Ibérica)». *Estudios Geológicos*, 31 (3-4), págs. 241-247.
- ÁLVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1978): «Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica». *Acta Geol. Hisp., Libro Hom. Prof. Solé Sabaris*, 14, págs. 174-177.
- BEUTHER, A. (1966): «Geologische Untersuchungen in Wealden und Utrillas». *Beil. Geol. Ib.* 44, págs. 103-121. Hannover.
- CAPOTE, R.; DÍAZ, M.; GABALDÓN, V.; GÓMEZ, J. J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L., RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A. y YÉBENES, A. (1982): «Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica». *Temas Geológico-Mineros*, I.G.M.E., Madrid, 290 págs.
- CASAS SAINZ, A. (1987): «El estado de esfuerzos durante el Terciario en la depresión de Arnedo (La Rioja)». *Acta Geológica Hispánica* (en prensa).
- CASTILLO-HERRADOR, F. (1979): «Le Trias evaporitique des Bas sins de la Vallée de l'Ebre et de Cuenca». *Bol. Soc. Geol. France*. 7, 16, págs. 666-676.
- CLEMENTE, P. (1988): «Sedimentos fluvio-lacustres en la base de la megasecuencia Hauteriense sup.-Aptiense, borde meridional de la cuenca de los Cameros, provincia de Soria». *Geogaceta*, núm. 5. Madrid.

- COLLISON, J. C. y THOMPSON, D. B. (1982): «Sedimentary Structures». *George Allen & Unwin*, 192 págs.
- COLLISON, J. C. (1986): «Alluvial Sediments» in H. G. Reading (ed). *Sedimentary Environments and Facies*, págs. 20-62.
- COMAS-RENGIFO, M. J. y YÉBENES, A. (1987): «El Lías de la Sierra de Urbión (Talveila, Soria)». *III Coloquio de Estratigrafía y Paleografía del Jurásico de España*. *Libro-guía de excursiones*. Instituto Estudios Riojanos. págs. 11, 149-165.
- CHUDEAU, R. (1986): «Contribution à l'étude géologique de la Vielle Castille». *Tesis Fac. Sci. París*. París.
- DÍAZ-MOLINA, M.; GOY, A. y YÉBENES, A. (1988): «Sedimentos de isla barrera-lagoon' del Jurásico medio-superior (Talveila, Soria)». *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España*. *Libro-guía de excursiones*. Instituto Estudios Riojanos. 11, págs. 197-215.
- DRAGASTAN, O.; MENSINK, H.; MERTMAN, D. y WILDE, S. (1987): «Küstennahe Sedimentationszyklen im Ober-Jura der westlichen Madero, Nord-Spanien». *N. Jb. Geol. Palont. Abh.* 175, 3, págs. 377-398. Stuttgart.
- ETCHECOPAR, A.; VASSEUR, G. y DAIGNIERES, M. (1981): «An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault population analysis». *J. Strat. Geol.*, 3(1), págs. 51-65.
- FALLOT, P. (1931): «Note preliminaire Sur le Crétacé de la région de Soria». *Bull. Inst. Nat.* 31 (7), págs. 212-218. Barcelona
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S.; GÓMEZ, J. J. y URETA, M. S. (1988): «Características de la plataforma carbonatada del Dogger en el sector meridional de la Sierra de la Demanda». *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico en España*. *Libro-guía de excursiones*. Instituto Estudios Riojanos, 11, págs. 167-195.
- FLOQUET, M. (1978): «Nouvelle interpretation de la serie du Pico Frentes (prov. de Soria. Espagne). Référence pour le Crétacé supérieur des Chanes Iberiques Septentrionales». *C. R. Acad. Sc. París*. 286, Ser. D., págs. 311-314.
- FLOQUET, M. (1979): «Itineraire Geologique et aspects Paleontologiques-Sedimentologiques du Crétacé moyen dans la region de Santo Domingo de Silos (Chaines Iberiquees, prov. Burgos)». *Cuadernos Geología Ibérica*, vol. 5, págs. 227-240.
- FLOQUET, M. (1979): «La serie carbonatee Coniacien superieur a Santonien dans la región de Soria (Chines Ibériques septentrionales). Analyse et Interpretations». *Cuadernos Geología Ibérica*, vol. 5, págs. 365-383.
- FLOQUET, M.; MELÉNDEZ, A.; PEDAUYE, R. (1989): «El Cretácico superior en la región de Alhama de Aragón. Grupo español de Mesozóico». *Libro-guía Exc. Cret. Cord. Ibérica Zaragoza*, págs. 156-200. Univ. Zaragoza.

- FLOQUET, M.; MELÉNDEZ, A. (1982): «Características sedimentarias y paleogeográficas de la regresión finicretácica en el sector Central de la Cordillera Ibérica». *Cuadernos Geología Ibérica*, vol. 8, págs. 237-257.
- FLOQUET, M.; ALONSO, A. y MELÉNDEZ, A. (1982): «El Cretácico superior de la Sierra de Cameros-Castilla». *Cretácico en España*, págs. 387-456.
- FLOQUET, M.; MELÉNDEZ, A. (1982): «Características sedimentarias y paleogeográficas de la regresión finicretácica en el Sector Central de la Cordillera Ibérica». *Cuadernos de Geología Ibérica*, núm. 8, págs. 237-258.
- FLOQUET, M.; MELÉNDEZ, A. y PEDAUYE, R. (1981): «El Cretácico superior de la región de Alhama de Aragón (Borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica)». *Libro-Guía. Jornadas de Campo sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica (Sector Central)*.
- GARRIDA MEGÍAS, A. (1982): «Introducción al análisis tectosedimentario: Aplicación al Estudio Dinámico de Cuencas». *Actas del V Congreso Latino-americano de Geología*. Argentina, 1, págs. 385-402.
- GLOPPEN, G. y STEEL, R. J. (1981): «The Deposits, Internal Structure and Geometry in Six Alluvial Fan-Delta Bodies (Devonian-Norway). A Study in the Significance of Bedding Sequences in Conglomerates». In F. G. Ethridge y R. M. Flores (eds.), *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments. Models for Exploration S.E.P.M. Spec. Publ.*, 31, págs. 49-70.
- GÓMEZ, J. J. (1979): «El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica». *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, 4, 684 págs. Madrid.
- GÓMEZ, J. J. (in litt.): «Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía del Jurásico en facies carbonatadas de la hoja de Daroca a escala de 1:200.000». I.G.M.E. Madrid.
- GÓMEZ, J. J. y GOY, A. (1979): «Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica». *Estudios Geológicos*, 35, págs. 569-598. Madrid.
- GRACIA PRIETO, F. J. y SIMÓN GÓMEZ, J. L. (1986): «El campo de fallas miocenas de la Bardena Negra (prov. de Navarra y Zaragoza)». *Bol. Geol. Min.* 97(6), págs. 693-703. Madrid.
- GOY, A.; GÓMEZ, J. J. y YÉBENES, A. (1976): «El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad Norte). I. Unidades litoestratigráficas». *Estudios Geol.*, 32, págs. 391-423.
- GOY, A. y YÉBENES, A. (1977): «Características, extensión y edad de la Formación Dolomías tableadas de Imón». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, págs. 375-384. Madrid.
- GUIMERA, J. (1984): «Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula». *Geol. Mag.*, 121(5), págs. 413-420.
- GUIRAUD, M. (1983): «Evolution tectono-sédimentaire du bassin Wealdien (Crétacé inférieur) en relais de décrochements de Logroño-Soria (NW Espagne)». *Thèse IIIème cycle. U.S.T.L. Montpellier*, 172 págs. (inédito).

- GUIRAUD, M. y SEURET, M. (1984): «Releasing solitary overstep model for the late Jurassic-early Cretaceous (Wealdien) Soria strike-slip basin (North Spain). Strike-slip deformation, Basin Formation and Sedimentation». *SEMP Research Symposium, AAPG Convention San Antonio*.
- GUISO, R.; ARMENTEROS, I. y DABRIO, C. J. (1987): «Sedimentación continental paleocena entre Almazul y Deza (cuenca de Almazán, Soria)». *Stud. Geol. Salamanticensia* (en prensa).
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1927): «Modificaciones de la red fluvial en España. La captura del Duero en Numancia». *Asoc. Española Progreso Cienc., XI Congr. Cádiz*, sec. IV, págs. 26-35. Madrid.
- HOYOS, M. A.; LEGUEY, S. y RODRÍGUEZ, J. (1973): «Estudio mineralógico de las terrazas del río Duero en la provincia de Soria». *Anales de Edaf y agrobiol.* XXXII, págs. 143-160. Madrid.
- I.G.M.E. (1971a): «Mapa metalogenético de España. Escala 1:200.000». Hoja núm. 31. Soria.
- I.G.M.E. (1971b): «Mapa de Rocas Industriales. E: 1:200.000». Hoja núm. 31. Soria.
- I.G.M.E. (1971c): «Mapa de Síntesis a escala 1:200.000». Hoja núm 31. Soria.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, C. (1972-74): «Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares». *I.G.M.E.*, pág. 113.
- LARSEN, V. y STEEL, R. J. (1978): «The sedimentary history of a debris flow-dominated, Devonian alluvial fan». *A study of textural inversion Sedimentology*, 25, págs. 37-59.
- LERANOS, B. (1987): «Geomorfología de la cuenca de Almazán en su sector suroriental (prov. Zaragoza)». Trabajo de Investigación. *Facultad de Ciencias Universidad de Zaragoza*, 118 pág. (inédito).
- MARTÍN SERRANO, A. (1985): «El relieve de la región occidental zamorana. Un modelo de evolución morfológica del borde hespérico». *Tesis Doctoral, Universidad Complutense. Madrid*.
- MELÉNDEZ, A. (1983): «Estudio estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico del Cretácico superior». Memoria explicativa. Hoja E: 1:200.000. Teruel, I.G.M.E.
- MELÉNDEZ, A.; PARDO, G.; PENDÓN, J. G. y VILLENA, J. (1982): «Una etapa de comunicación entre las cuencas de Calatayud y Almazán durante el Mioceno superior». *Temas Geológicos y Mineros*, 6, págs. 415-429. I.G.M.E.
- MENERA BASSA, A. (1982): «Determinación de cuatro fases de deformación en el extremo suroccidental de la Sierra de Altomira». *Estudios Geol.*, 37, págs. 233-243.
- MENSINK, H. (1966): «Stratigraphie und Palaeogeographie des marinen Jura in den nordwestlichen Iberischen Keeten (Spanien)». *Beih. Geol. Jb.*, 44, págs. 55-102. Hannover.
- MIALL, A. D. (1977): «A review of the braided river depositional environment». *Earth-Sci. Rev.*, 13, págs. 1-62.
- PALACIOS, P. y SÁNCHEZ LOZANO, R. (1885): «La formación wealdense en las provincias de Soria y Logroño». *Bol. Com. Mapa Geol. España*. vol. 12, págs. 109-140. Madrid.

- PALACIOS, P. (1890): «Descripción física, geológica y agrológica de la prov. de Soria». *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*. Imp. Manuel Tello, pág. 558. Madrid.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A.; VILLAS, L.; BRELL, J. M. y BERTOLIN, M. (1971): «Las series continentales al Este de la Sierra de Altamira». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, 1.ª Sección, págs. 357-376.
- SAEFTEL, H. (1961): «Paleogeografía del Albense de las cadenas Celtibéricas españolas». *Not. y Com. I.G.M.E.*, núm. 63, págs. 163-192.
- SAENZ GARCÍA, C. (1957): «Historia geológica del solar numántico». *Celtibérica* núm. 13, 1957, págs. 21-42. C.S.I.C. Madrid.
- SAENZ GARCÍA, C. (1957): «La hoz del Duero en Soria (Geología y Espeleología locales). I: De Garray a Soria», en *Celtibérica* núm. 14, año VII (núm. 14), págs. 215 a 252, 2 láms. Soria.
- SAENZ GARCÍA, C. (1959): «La hoz del Duero en Soria. II: De Soria a Sinova». *Celtibérica* año IX (núm. 17), págs. 7 a 36, 4 láms. Soria, 1959.
- SALOMÓN, J. (1982): «Les formations continentales du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur en Espagne du Nord (Chane Cantabrique et NW Ibérique)». *Mem. Géol. Univ. Dijon*, 6, 228 págs.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1974): «Cuenca de Almazán» *Col. Intern. Bioestratigrafía Cont. Neogen. sup. Cuant. inf. Libro-guía*, págs. 29-30. C.S.I.C.
- SIMÓN GÓMEZ, J. L. (1984): «Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental». Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. *Publ. Instituto de Estudios Turolenses*, Teruel, 269 págs.
- SIMÓN GÓMEZ, J. L. (1986): «Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain Spain)». *Tectonophysics*, 124, págs. 37-53.
- SIMÓN GÓMEZ, J. L. y APARICIO CARDONA, J. (1988): «Sobre la compresión neógena en la Cordillera Ibérica». *Estudios Geol.* (en prensa).
- SOLÉ SABARIS, L. (1952): «Geografía de España y Portugal». *España, Geografía física*, t. I, Ed. Montaner y Simón, Barcelona.
- STEEL, R. J. y THOMPSON, D. B. (1983): «Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates (Bunter Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England». *Sedimentology*, 30, págs. 341-367.
- SWEETING, M. M. (1972): «Karst landforms MacMillan», 362 págs.
- TAPPONIER, P. y MOLINAR, P. (1976): «Slip-line field theory and large-scale continental tectonics». *Nature*, 264, págs. 319-324.
- TISCHER, A. (1966): «El delta wealdico de las montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos». *Notas y com. I.G.M.E.*, núm. 81, págs. 53-78. Madrid.

- VIRGILI, C.; SOPEÑA, A.; RAMOS, A. y HERNANDO, S. (1977): «Problemas de la cronoestratigrafía del Triás en España». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, págs. 57-88.
- WIEDMANN, J. (1964): «Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et res Cephalopodes». *Estudios Geológicos*, vol. XX, núms. 1-2. Madrid.
- WIEDMANN, J. (1975): «Subdivisiones y precisiones bioestratigráficas en el Cretácico superior de las Cadenas Celtibéricas». *Primer Simp. sobre Cretácico Cordill. Ibérica*.
- WILDE, S. (1988a): «Das Bathonium und Callovium der nordwest-iberischen Ketten (Jura, Spanien)». *Bochumer Geol. u. Geotechn. Arb.* 31, 210 págs. Bochum.
- WILDE, S. (1988b): «The Bathonian and Callovian of the nord-west Iberian Range: tages of a facial and paleogeographical differentiation on a epicontinental platform». *Resúmenes III Col. Estratigr. Peleogeograf. Jurásico de España*, págs. 104-106. Logroño.
- YÉBENES, A.; COMAS-RENGIFO, M. J.; GÓMEZ, J. J. y GOY, A. (1988): «Unidades tectosedimentarias del Lías de la Cordillera Ibérica». *Resúmenes III Col. Estratigr. Paleogeograf. Jurásico de España*, págs. 108-109. Logroño.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS. 23 · MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA